

# **Zur klimatischen Sensitivität der Massenbilanz der Eiskappe von Devon Island, Nunavut, Kanada**

**Berechnungen der Auswirkungen von Temperatur- und  
Niederschlagsänderungen auf Basis eines  
Wärmesummenmodells**

## **D I S S E R T A T I O N**

**zur Erlangung des akademischen Grades  
doctor rerum naturalium  
(Dr. rer. nat.)  
im Fach Geographie**

**eingereicht an der  
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät II  
Humboldt-Universität zu Berlin**

**von  
Herrn Dipl.-Geogr. Nikolaus Zahnen  
geboren am 06.11.1972 in Trier**

Präsident der Humboldt-Universität zu Berlin:

Prof. Dr. Jürgen Mlynek

Dekan der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät II:

Prof. Dr. Uwe Küchler

Gutachter:

1. Prof. Dr. Wilfried Endlicher
2. Prof. Dr. Dieter Scherer
3. Prof. Dr. Patrick Hostert

eingereicht am: 20. April 2004

Tag der mündlichen Prüfung: 22. Juni 2004



## **Abstract**

In this study, a degree-day approach is used to carry out model simulations to determine the climatic sensitivity of the mass balance of the Devon Island ice cap (Nunavut, Canada). The most important data the model is fed by are a 38 yr long series of specific mass balance data and daily air temperature data from the WMO station Resolute Bay. By determining suitable model parameters (temperature lapse rates, degree-day coefficients) it is possible to simulate the mean mass balance profile convincingly. As a simple alternative to energy balance models, the calibrated degree-day model can then be used to determine the sensitivity of the mass balance to changes in temperature and precipitation. Results show that the mass balance of the Devon Ice Cap is strongly dependent on the summer temperatures and that the overall climatic sensitivity is small compared to those of other ice masses in more humid regions. The reconstruction of the mass balance series is attended with difficulties, but can be improved by including the mass balance's seasonal sensitivity.

## **Kurzzusammenfassung**

In dieser Arbeit werden Berechnungen zur klimatischen Sensitivität der Eiskappe von Devon Island (Nunavut, Kanada) durchgeführt, die auf einem mit Wärmesummen arbeitenden Massenbilanzmodell basieren. Wichtigste Datenbasis für die Modellrechnungen sind dabei höhenabhängige Massenbilanzreihen der Devon-Eiskappe sowie tägliche Klimadaten der WMO-Station Resolute Bay. Durch die Bestimmung geeigneter Modellparameter (Temperaturgradienten, Wärmesummenkoeffizienten) ist es möglich, das mittlere Massenbilanzprofil gut zu simulieren. Das auf diese Weise kalibrierte Modell kann dann – als einfache Alternative zu Energiebilanzmodellen – zur Berechnung der Sensitivität der Massenbilanz auf Veränderungen von Temperatur und Niederschlag genutzt werden. Anwendungen des Modells verdeutlichen, dass die Massenbilanz der Devon-Eiskappe stark abhängig von der Entwicklung der Sommertemperaturen und die klimatische Sensitivität im Vergleich mit anderen Eismassen aus feuchteren Klimaten sehr klein ist. Die Einbeziehung der saisonalen Abhängigkeit der Massenbilanz kann schließlich helfen, eine mit Schwierigkeiten verbundene Rekonstruktion der jährlichen Massenbilanz zu verbessern.





„...I think the weather has changed. It is cooler than before. That’s what I’m observing. The temperature at the floe edge used to be quite hot, but it’s not like that anymore. It’s cooler. I’m not blaming qalunaat [Europeans] for the kind of research they do [in ref. to global warming studies], but sometimes the research that has been done isn’t always accurate.“

Aus einem 1997 geführten Interview mit dem Inuit L. Nataraluk,  
entnommen aus Fox (2000).



# Danksagung

Ich danke Herrn Prof. Dr. Wilfried Endlicher für das große entgegengebrachte Vertrauen und die Unterstützung während meiner Zeit am Geographischen Institut der Humboldt-Universität.

Für die Übernahme der weiteren Gutachten danke ich Herrn Prof. Dr. Dieter Scherer und Herrn Prof. Dr. Patrick Hostert. Für ihre Bereitschaft, dies trotz großer Arbeitsbelastung in einer sehr kurzen Zeitspanne zu tun, bin ich besonders dankbar.

Prof. Dr. Martin Sharp danke ich für die Möglichkeit, einen Teil zu den Untersuchungen der *Arctic Glaciology Group* der University of Alberta über die Devon-Eiskappe beitragen zu können. Seine Hinweise waren stets sehr hilfreich.

Dr. Roy Koerner vom Geological Survey of Canada stellte mir bisher unveröffentlichte Temperaturdaten von drei Stationen auf der Eiskappe zur Verfügung. Dafür möchte ich mich herzlich bedanken.

Dr. Roger Braithwaite danke ich ebenfalls für einige wertvolle Hinweise.

Peter Albert investierte viel Zeit und Geduld, um mich in die Geheimnisse von IDL einzuführen. Vielen Dank.

Ellen Diermayer, Wibke Strate und Barbara Zahnen danke ich ganz besonders für die hilfreichen Korrekturen und Anmerkungen in der Schlussphase meiner Arbeit. Wibke danke ich zudem für die große Unterstützung, die sich nicht in Worte fassen lässt.

Meinen Kolleginnen und Kollegen und den interessierten Studierenden danke ich für die gute Atmosphäre, welche mir die Arbeit am Institut angenehm gemacht hat.



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Massenbilanzen von Eismassen</b>	<b>9</b>
2.1	Einführende Bemerkungen . . . . .	9
2.2	Messung und Bestimmung von Massenbilanzen . . . . .	12
2.2.1	Direkte Messungen . . . . .	13
2.2.2	Hydrologische Methoden . . . . .	16
2.2.3	Fernerkundungsmethoden . . . . .	16
2.2.4	Klimatische Berechnungen . . . . .	17
<b>3</b>	<b>Klimatische Grundzüge der Untersuchungsregion</b>	<b>19</b>
3.1	Das Klima der Arktis . . . . .	19
3.2	Besonderheiten des Klimas des Kanadischen Arktischen Archipels	21
3.2.1	Temperatur . . . . .	21
3.2.2	Niederschlag . . . . .	25
3.3	Klima und Gletscher . . . . .	26
3.3.1	Klima im Ablations- und Akkumulationsbereich . . . . .	27
3.3.2	Klima an der Gleichgewichtslinie . . . . .	28
3.3.3	Abkühlende Effekte von Gletschern . . . . .	30
<b>4</b>	<b>Klimaänderungen und ihre Auswirkungen auf arktische Massen-</b>	
	<b>bilanzen</b>	<b>33</b>
4.1	Klimaveränderungen der letzten Jahrhunderte . . . . .	33
4.1.1	Daten von Wetterstationen . . . . .	34
4.1.2	Meteorologische Daten aus Logbüchern . . . . .	38
4.1.3	Daten aus Eiskernen . . . . .	39
4.2	Zukünftige Klimaveränderungen . . . . .	40
4.3	Klimaveränderungen und Massenbilanzen . . . . .	42

4.3.1	Zur klimatischen Interpretation von Gletscherschwankungen	44
4.3.2	Entwicklung arktischer Massenbilanzen . . . . .	47
<b>5</b>	<b>Zur Berechnung der Massenbilanz</b>	<b>57</b>
5.1	Möglichkeiten zur Bestimmung des Ablationsterms . . . . .	57
5.1.1	Ablationsstangen . . . . .	58
5.1.2	Regressionsmodelle . . . . .	58
5.1.3	Energiebilanzmodelle . . . . .	59
5.1.4	Temperaturindexmodelle . . . . .	60
5.2	Vor- und Nachteile von Wärmesummenmodellen . . . . .	63
5.3	Funktionsweise des genutzten Wärmesummenmodells . . . . .	66
5.3.1	Ablationsterm . . . . .	67
5.3.2	Akkumulations- und Wiedergefrieren-Term . . . . .	68
5.3.3	Zur Berechnung genutztes Gleichungssystem . . . . .	69
5.4	Berechnung der klimatischen Sensitivität . . . . .	70
5.5	Berechnung der jahreszeitlichen Abhängigkeit der Massenbilanz .	71
<b>6</b>	<b>Modellparameter</b>	<b>77</b>
6.1	Massenbilanzdaten . . . . .	77
6.2	Akkumulationsterm . . . . .	78
6.3	Der Betrag des wiedergefrierenden Schmelzwassers . . . . .	84
6.4	Ablationsterm . . . . .	85
6.4.1	Berechnung des Offsets Resolute-Sverdrup Glacier . . . . .	88
6.4.2	Temperaturgradienten . . . . .	91
6.4.3	Wärmesummenfaktoren . . . . .	99
6.5	Ermittlung der Wärmesummenkoeffizienten . . . . .	104
6.6	Einfluss der einzelnen Parameter auf das Modellergebnis . . . . .	110
<b>7</b>	<b>Anwendung des Massenbilanzmodells</b>	<b>115</b>
7.1	Mittlere Nettobilanz . . . . .	115
7.1.1	Mittlerer Massenbilanzgradient des Eiskappensektors für den Zeitraum 1961–98 . . . . .	116
7.1.2	Übertragung des Modells auf den Südosten der Eiskappe .	117
7.1.3	Reaktion auf potenzielle Klimaveränderungen . . . . .	118
7.1.4	Klimatische Sensitivität der Massenbilanz . . . . .	125
7.1.5	Berechnung der saisonalen Sensitivität . . . . .	128

---

7.1.6	Der Saisonalitätsindex . . . . .	130
7.2	Berechnung der jährlichen Massenbilanz . . . . .	131
7.2.1	Rekonstruktion auf Basis des Massenbilanzmodells . . . .	131
7.2.2	Rekonstruktion des Verlaufs unter Nutzung der SSC-Matrix	134
<b>8</b>	<b>Interpretation und Diskussion der Ergebnisse</b>	<b>139</b>
<b>9</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>155</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>159</b>
<b>A</b>	<b>Massenbilanzdaten der Devon-Eiskappe</b>	<b>171</b>





# Abbildungsverzeichnis

1.1	Gletscherverbreitung in der östlichen kanadischen Arktis und Lage der Devon-Eiskappe . . . . .	5
1.2	Eisbedeckte Landoberfläche im Osten von Devon Island . . . . .	6
2.1	Massenbilanzgradienten für Nigardsbreen, Devon-Eiskappe und White Glacier . . . . .	13
2.2	Einzugsgebiet des Massenbilanzsektors im Nordwesten der Devon-Eiskappe . . . . .	14
3.1	Zur Lage der kanadischen arktischen Inseln . . . . .	22
3.2	Tagesmittel der Lufttemperatur an einer Küsten- und einer Binnenstation . . . . .	24
4.1	Jahresmitteltemperaturen von vier Stationen der Hocharktis . . .	35
4.2	Jahresmittel- und mittlere Julitemperaturen an der Station Resolute von 1948–2000 . . . . .	36
4.3	Eisbohrkerndaten der Agassiz-Eiskappe . . . . .	41
4.4	Analyse der Übereinstimmung zwischen den Prognosen von neun Klimamodellen bzgl. regionaler relativer Erwärmung bzw. regionalen Niederschlagsänderungen . . . . .	43
4.5	Berechnete Reaktion des Nigardsbreen auf eine plötzliche Veränderung des Massenbilanzprofils . . . . .	46
4.6	Ausgewählte Standorte von Massenbilanzmessungen in der Arktis	50
4.7	Massenbilanzen im Nordwestsektor der Devon-Eiskappe von 1961–1998 . . . . .	52
4.8	Jahresmittel und Julimitel an der Station Resolute sowie Nettobilanz und Höhenlage der Gleichgewichtslinie der Devon-Eiskappe für die Jahre 1961–98 . . . . .	53

5.1	Abhängigkeit der Nettobilanz der Devon-Eiskappe von der Jahresmitteltemperatur bzw. dem Julimittel der Station Resolute . . . .	62
5.2	Abhängigkeit der Sommer- bzw. Nettobilanz der Devon-Eiskappe von der jährlichen Wärmesumme an der Station Resolute. . . . .	63
6.1	Schneeakkumulation (in g/cm a) auf der Südostseite von Devon Island . . . . .	80
6.2	Angenommene Akkumulationsverteilung im NW- und SO-Sektor der Devon-Eiskappe . . . . .	84
6.3	Lage der drei automatischen Wetterstationen auf der Eiskappe von Devon Island in der Saison 2000/2001 . . . . .	87
6.4	Differenz der Tagesmitteltemperaturen an den Stationen Resolute und Sverdrup Glacier 2000/2001 . . . . .	90
6.5	Lufttemperatur an der Oberfläche der Devon-Eiskappe vom 7.5.2000–23.4.2001 . . . . .	97
6.6	Variation der Differenz zwischen $B$ und $B^*$ (a) sowie dem Effizienzkriterium $R^2$ (b) als Funktion der Wärmesummenkoeffizienten $k_i$ und $k_s$ . . . . .	105
6.7	Über den Zeitraum 1961–98 gemittelttes höhenabhängiges Massenbilanzprofil . . . . .	106
6.8	Bestimmung der optimalen Wärmesummenkoeffizienten . . . . .	107
6.9	Vergleich zwischen Messung und Simulation des Massenbilanzprofils der Devon-Eiskappe . . . . .	109
6.10	Veränderung der simulierten Nettobilanz bei Variation der einzelnen Modellparameter . . . . .	112
6.11	Vergleich zwischen dem gemessenen Massenbilanzgradienten und zwei Simulationen bei $dT = -0,6 \text{ K}/100\text{m}$ . . . . .	113
7.1	Räumliche Verteilung der spezifischen Massenbilanz im Nordwestsektor der Devon-Eiskappe . . . . .	117
7.2	Simulierte Massenbilanz für den Südostsektor der Devon-Eiskappe	119
7.3	Vergleich zwischen der gemessenen und drei mit verschiedenen Temperaturen simulierten Massenbilanzen . . . . .	121
7.4	Simulation der räumlichen Verteilung der Massenbilanz bei Temperaturveränderungen von $\pm 1 \text{ K}$ . . . . .	122

7.5	Vergleich zwischen der gemessenen und drei mit verschiedenen Niederschlagsmengen simulierten Massenbilanzen . . . . .	123
7.6	Simulation der räumlichen Verteilung der Massenbilanz bei Niederschlagsveränderungen von $\pm 20\%$ . . . . .	124
7.7	Die für den Erhalt einer unveränderten mittleren spezifischen Nettobilanz benötigten Niederschlagsmengen als Funktion der Temperaturerhöhung . . . . .	126
7.8	Simulation der mittleren Massenbilanz für die Fälle $T_0 + 1\text{ K}$ , $P_0 + 63\%$ bzw. einer Kombination dieser beiden Fälle . . . . .	127
7.9	Grafische Darstellung der SSC-Matrix für die Devon-Eiskappe . .	130
7.10	Rekonstruktion des Verlaufs der mittleren Nettobilanz 1961–98 unter Annahme jährlich konstanter Akkumulation . . . . .	132
7.11	Differenz zwischen Messung und Rekonstruktion aus Abb. 7.10 und Vergleich mit jährlichen Niederschlagsanomalien an der Station Resolute . . . . .	133
7.12	Rekonstruktion des Verlaufs der mittleren Nettobilanz 1961–98 unter Annahme jährlich schwankender Akkumulation . . . . .	134
7.13	Simulation der spezifischen Massenbilanz für den Nordwestsektor der Devon-Eiskappe mit Hilfe der SSC-Matrix . . . . .	137
7.14	Rekonstruktion der jährlichen Massenbilanz mit Hilfe des Massenbilanzmodells bzw. der SSC-Matrix auf Basis täglicher bzw. monatlicher Temperaturdaten von 1947–2002 . . . . .	138
8.1	Beispiele von Massenbilanzprofilen verschiedener Gletscher . . . .	140
8.2	Sensitivität der Massenbilanz verschiedener Gletscher zu Veränderungen von Temperatur und Niederschlag als Funktion der jährlichen Niederschlagsmenge . . . . .	146
8.3	Temperatursensitivität der Massenbilanz der Devon-Eiskappe als Funktion der jährlichen Akkumulation . . . . .	146
8.4	Saisonalitätsindex SI für verschiedene Gletscher, errechnet durch Modellierung der Massenbilanz, als Funktion der jährlichen Niederschlagsmenge . . . . .	148



# Tabellenverzeichnis

3.1	Tagesamplituden der Lufttemperatur für verschiedene Stationen des Kanadischen Archipels . . . . .	23
3.2	Klima im Bereich der Gleichgewichtslinie verschiedener Gletscher des Kanadischen Archipels . . . . .	29
4.1	Mittlere Tagesmaximumtemperaturen im Juli in der Region von Resolute für verschiedene Zeiträume . . . . .	39
4.2	Nach Jahrzehnten gemittelte Massenbilanzen und Höhenlagen der Gleichgewichtslinien im Nordwestsektor der Eiskappe von Devon Island . . . . .	53
5.1	Korrelation zwischen verschiedenen an der Station Resolute aufgetzeichneten Temperaturmaßen und der Netto- bzw. Sommerbilanz der Devon-Eiskappe . . . . .	61
5.2	Zur Berechnung der spezifischen Massenbilanz herangezogene Parameter . . . . .	70
5.3	Die SSC-Matrix . . . . .	74
6.1	In den Berechnungen verwendete Akkumulationsverteilung im Nordwestsektor der Devon-Eiskappe . . . . .	83
6.2	Automatische Wetterstationen auf der Eiskappe von Devon Island	87
6.3	Vergleich zwischen den Temperaturverläufen an den Stationen Resolute und Sverdrup-Gletscher . . . . .	89
6.4	Ausgewählte in der Literatur genannte Temperaturgradienten für Wärmesummenmodelle . . . . .	93
6.5	Mittlere Temperaturgradienten auf der Eiskappe von Devon Island im Jahr 2000 . . . . .	96
6.6	Inversionshäufigkeit auf der Eiskappe von Devon Island . . . . .	98

6.7	Wärmesummenfaktoren für verschiedene Gletschergebiete . . . . .	101
6.8	Im Massenbilanzmodell genutzte Modellparameter . . . . .	109
7.1	Abweichungen zwischen Messung und Simulation der spezifischen Nettobilanzen . . . . .	116
7.2	Simulierte mittlere Nettobilanzen für den Nordwestsektor der Devon- Eiskappe in Abhängigkeit von verschiedenen Änderungen der Tem- peratur und des Niederschlags . . . . .	125
7.3	Abweichungen der simulierten mittleren Nettobilanzen aus Tab. 7.2 vom langjährigen Durchschnitt des Zeitraums 1961-98 . . . . .	125
7.4	Berechnung der SSC-Matrix für die Devon-Eiskappe . . . . .	129
7.5	Korrelationen zwischen der Messreihe und den verschiedenen an- gewandten Rekonstruktionen . . . . .	136
A.1	Grunddaten des Messbereiches auf der Devon-Eiskappe . . . . .	171
A.2	Massenbilanzen der Devon-Eiskappe von 1961–76 in Abhängigkeit von der Höhe . . . . .	172
A.3	Massenbilanzen der Devon-Eiskappe von 1977–90 in Abhängigkeit von der Höhe . . . . .	173
A.4	Massenbilanzen der Devon-Eiskappe von 1991–98 in Abhängigkeit von der Höhe . . . . .	174

# Kapitel 1

## Einleitung

Massenbilanzen von Gletschern sind von besonderem wissenschaftlichen Interesse. Sie beinhalten entscheidende Informationen über den Zustand eines Gletschers. Mit ihrer Hilfe kann man die vielfältigen Wechselwirkungen zwischen Kryosphäre und Atmosphäre integrierend quantifizieren, weshalb sich auch aus der Betrachtung der historischen Entwicklung von Massenbilanzen Aussagen über vergangene Klimaschwankungen ableiten lassen.

Ihre in der wissenschaftlichen Diskussion vielleicht wichtigste Rolle spielen die Massenbilanzen von Gletschern im Zusammenhang mit einem durch Klimaveränderungen hervorgerufenen Anstieg des Meeresspiegels [Meier (1984), Dyurgerov und Meier (1997), Church und Gregory (2001)]. Gerade um die Größe dieses Anstiegs während des 20. Jahrhunderts gab es in den letzten Jahren einige Kontroversen. Noch zur Zeit der Veröffentlichung des zweiten IPCC-Berichts [Warrick et al. (1996)] schien die Sachlage klar: Daten von Gezeitenpegeln aus verschiedenen Regionen der Erde deuteten in der Mehrheit auf einen eustatischen Anstieg des Meeresspiegels zwischen 1,5 und 2 mm pro Jahr [Miller und Douglas (2004)]. Den größten Anteil an diesem Anstieg schrieb man der thermisch bedingten Ausdehnung der Ozeane zu, für den Rest sollte eine Frischwasserzufuhr von schmelzenden kontinentalen Eismassen verantwortlich sein. Bis zum nächsten IPCC-Bericht im Jahr 2001 kamen Zweifel an diesen Größen auf. Neuere Abschätzungen der Ozeanerwärmung deuteten an, dass der Beitrag der thermischen Expansion auf nur noch 0,5 mm/Jahr reduziert werden muss [Levitus et al. (2000)]. Der Beitrag der kontinentalen Gletscher wurde eher noch geringer eingeschätzt [Church und Gregory (2001)], wodurch sich eine Diskrepanz zwischen

direkt beobachteten und indirekt abgeschätzten Größenordnungen eines Meeresspiegelanstiegs ergab. Ursachen für diese Differenzen suchte man beispielsweise in einer möglichen Überschätzung der direkt beobachteten Anstiege durch die Lage der Gezeitenpegel in Regionen mit einer außergewöhnlich starken Ozeanerwärmung [Cabanès et al. (2001)]. Eine alternative Erklärung boten Antonov et al. (2002) an: An Hand von Untersuchungen der Veränderungen der Salinität der Ozeane berechneten sie eine Frischwasserzufuhr von 1,4 mm/Jahr, was einen stärkeren Beitrag von abschmelzenden Eismassen als bisher angenommen bedeuten würde. In einer kürzlich veröffentlichten Studie versuchen Miller und Douglas (2004) aufzuzeigen, dass die Diskrepanz zwischen direkten und indirekten Messungen eher auf einen Massenzuwachs als auf eine Überschätzung der Daten der Gezeitenpegel zurückzuführen sei und bieten außerdem eine Erklärung an, warum dieser Massenzuwachs von kontinentalen Eismassen stammen müsse.

Diese jüngeren Untersuchungen bestimmen dabei den Betrag des dem Ozean zugeführten Schmelzwassers der Eismassen jeweils auf indirekte Weise, aber nie direkt über die Massenbilanzen der Eismassen selbst. Es wäre hilfreich, wenn man die Zusammenhänge zwischen den indirekten Abschätzungen der Schmelzwasserzufuhr und dem mit Hilfe von Massenbilanzmessungen bestimmten Anteil des kontinentalen Schmelzwassers, dass in die Ozeane gelangt, besser bestimmen könnte. Dabei muss man bei den Untersuchungen der Massenbilanz zwischen denen kleinerer Gletscher und Eiskappen einerseits und denen der großen Eisschilde andererseits unterscheiden, weil letztere zusätzlich zu ihrer Reaktion auf aktuelle Klimaveränderungen auch noch (von den heutigen klimatischen Bedingungen unabhängigen) Langzeiteffekten durch das Ende der letzten Eiszeit unterliegen. Im Allgemeinen ist die Größe des Schmelzwasserbeitrags der beiden großen Eisschilde umstrittener als die der Gletscher und Eiskappen. Man hofft hier u.a., mit Hilfe zweier neuer Satellitensensoren, dem Laseraltimeter auf *ICESat* und dem Radarinterferometer auf *CRYOSAT*, über einen längeren Zeitraum großflächige Daten zur besseren Bestimmung der klimatischen Sensitivität der Massenbilanzen der großen Eisschilde gewinnen zu können.

Der Beitrag der Eisschilde und der Gruppe der Gletscher und Eiskappen muss also getrennt gesehen werden. Die vorliegende Arbeit widmet sich der zweiten Gruppe. Für derartige Eismassen außerhalb der beiden großen Eisschilde existiert eine Reihe von Abschätzungen ihres Beitrags zu einem Meeresspiegel-



anstieg [Meier (1984), Meier (1993), Zuo und Oerlemans (1997), Dyurgerov und Meier (1997), Cogley und Adams (1998), Gregory und Oerlemans (1998)]. Insgesamt wurde auf Basis dieser und anderer Untersuchungen abgeschätzt, dass der Beitrag der kontinentalen Eismassen außerhalb der großen Eisschilde für das letzte Jahrhundert zwischen 0,2 und 0,4 mm pro/Jahr liegt. Liegt der Schmelzwasserbeitrag der beiden großen Eisschilde tatsächlich innerhalb der bisher angenommenen Bandbreite und haben andere, klimaunabhängige Prozesse keine verstärkende Wirkung auf einen Meeresspiegelanstieg gehabt, dann würden die bisher für Gletscher und Eiskappen berechneten Werte den tatsächlichen Betrag ihrer Zufuhr von Frischwasser in die Ozeane unterschätzen. In diesem Fall würden dann auch Projektionen des zukünftigen Beitrags kontinentalen Schmelzwassers zu niedrige Werte vorhersagen.

Zwar sind die Beiträge der großen Eisschilde oder die klimaunabhängiger Prozesse (wie z.B. der terrestrischen Speicherung von Wasser) womöglich mit größeren Unsicherheiten behaftet als die der Gletscher und Eiskappen, dennoch existieren auch hier noch einige offene Fragen. Zur genauen Bestimmung ihres Schmelzwasserbeitrags müsste man den Gesamtbetrag der Massenänderungen aller Eismassen kennen. Um zudem ihre zukünftigen Beiträge abschätzen zu können, ist weiterhin eine Kenntnis der *klimatischen Sensitivität* der Massenbilanzen notwendig, d.h. eine Kenntnis vor allem darüber, wie stark die jeweilige Massenbilanz auf Veränderungen der Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse reagiert. Für eine solche Bestimmung ausreichend detaillierte Massenbilanzmessungen existieren jedoch nur für einen Bruchteil der schätzungsweise über 160.000 Gletscher [Church und Gregory (2001)] auf der Erde. Diese Messungen auf alle Gletscher auszudehnen wäre logistisch zu aufwändig, auch wenn Versuche unternommen werden, u.a. mit Hilfe moderner Fernerkundungsmethoden globale Inventare von Gletscherverbreitung und -volumen aufzubauen. Hilfreich sind daher *Massenbilanzsimulationsmodelle*, die es erlauben, auch Massenbilanzen von abgelegenen oder nicht zugänglichen Gletschern (zumindest näherungsweise) zu bestimmen. Doch auch Massenbilanzmodelle würden in den meisten Fällen an einer unzureichenden Datenbasis (z.B. aufgrund nicht verfügbarer oder unzureichender Klimadaten) scheitern. Ein Ausweg könnte die Modellierung einer ausreichend großen Auswahl möglichst repräsentativer Gletscher aus allen Regionen der Erde sein, um an Hand dieser Auswahl auf die klimatische Sensitivität einer jeden Region und aus der Zusammenschau aller Regionen dann auf den weltweiten Beitrag der Glet-

scher schließen zu können. In Gebieten wie den europäischen Alpen stellt diese Auswahl kein Problem dar; in manchen anderen, unzugänglicheren Regionen mit dünner Datenbasis kann dies allerdings mit Schwierigkeiten verbunden sein. In diesen Fällen sind bisher solche Massenbilanzmodelle erfolgreich eingesetzt worden, die auf Wärmesummen- oder stark parametrisierten Energiebilanzmodellen basieren. Beide müssen dabei häufig auf klimatologische Daten zurückgreifen, die an einer weit entfernten Wetterstation aufgezeichnet wurden.

Neben der Einfachheit der Anwendung haben Wärmesummenmodelle dabei den Vorteil, auf relativ wenig und relativ zuverlässig messbare Daten angewiesen zu sein. Sie stehen jedoch in Konkurrenz zu Energiebilanzmodellen, welche möglicherweise, sofern sie auf eine ausreichende Datenbasis aufbauen können, die vielseitigen Wechselwirkungen zwischen Eis und Klima physikalisch exakter nachbilden können. Aus diesem Grund sind einige Autoren der Meinung, Energiebilanzmodelle seien zur Bestimmung der klimatischen Sensitivität besser geeignet als Wärmesummenmodelle [z.B. Oerlemans (2001)].

In dieser Arbeit wurde daher getestet, wie gut ein auf der Berechnung von Wärmesummen basierendes Massenbilanzmodell den Massenhaushalt der Eiskappe von Devon Island in der kanadischen Arktis (zur Lage vgl. Abb. 1.1) nachbilden und ob es eine Alternative zu Energiebilanzmodellen darstellen kann.

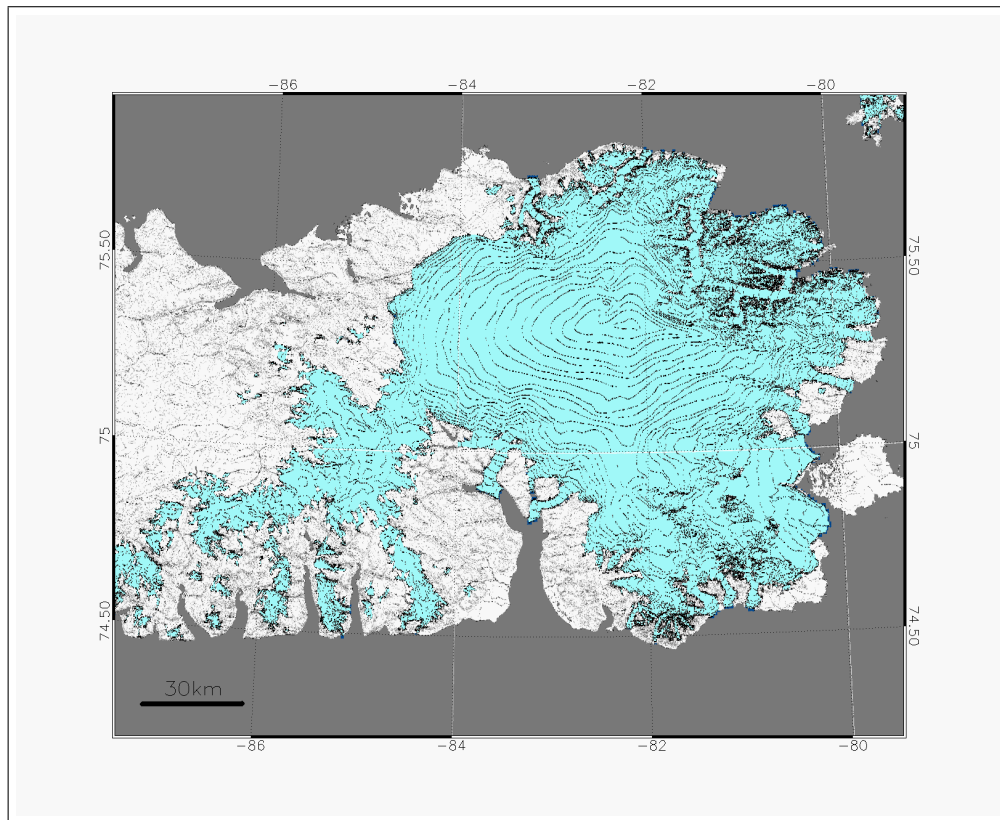
### **Kurzbeschreibung der Devon-Eiskappe**

Viele Informationen zur Eiskappe von Devon Island, insbesondere zur Massenbilanz und den klimatischen Verhältnissen, werden in verschiedenen Kapiteln dieser Arbeit detailliert dargestellt. Daher folgt hier nur eine kurze Charakterisierung wichtiger weiterer Eigenschaften.

Die Devon-Eiskappe bedeckt den östlichen Teil von Devon Island und nimmt knapp ein Drittel der Inselfläche ein. Mit  $16.200 \text{ km}^2$  [Haeberli et al. (1988)] hat sie eine Ausdehnung, die ungefähr der Größe des Bundeslandes Thüringen entspricht. Knapp  $3.000 \text{ km}^2$  entfallen dabei auf den nach Südwesten hervorspringenden Arm. Ihre maximale Meereshöhe beträgt ca. 1900 m. Mit Ausnahme des westlichen Eisrandes fließt das Eis in einer Reihe von Talgletschern ab. Generell liegt der Eisrand auf etwa 600 m ü.d.M., erreicht jedoch im Südosten auch das Meeresniveau. Eine Übersicht über die eisbedeckten Landoberflächen im Osten



**Abbildung 1.1:** Gletscherverbreitung in der östlichen kanadischen Arktis und Lage der Devon-Eiskappe. Die Nummern auf oder neben den Gletschern geben an, unter welcher Kennung diese im *Satellite Image Atlas of the Glaciers of the World* geführt werden. Mit einem schwarzen Rahmen ist das Untersuchungsgebiet auf Devon Island markiert. Verändert nach Ommanney (2002).



**Abbildung 1.2:** Eisbedeckte Landoberfläche (hellblau) im Osten von Devon Island. Die maximale Höhe der Devon-Eiskappe beträgt etwa 1900 m ü.d.M., die Isolinen befinden sich im 200 ft.-Abstand ( $\approx 60$  m). Eigene Darstellung, als Kartengrundlage dienten digitale topographische Daten des CITS (*Centre for Topographic Information von National Resources Canada*).

von Devon Island inklusive eines Eindrucks von der Topographie gibt Abb. 1.2. Die mittlere Gleichgewichtslinie der letzten Jahrzehnte liegt im Nordwesten der Eiskappe auf etwa 1150 m ü.d.M., im Südosten etwa 400 m niedriger. Das Eis ist an allen Stellen subpolar, d.h. die Eistemperatur liegt überall unterhalb des Schmelzpunktes. In 12 m Tiefe unter der Oberfläche beträgt sie  $-23^{\circ}\text{C}$  in der Firnzone auf 1800 m ü.d.M. und steigt auf  $-13^{\circ}\text{C}$  in 300 m ü.d.M. in der Ablationszone [Koerner (1970)]. Sie ist eine der größten Eiskappen der kanadischen Arktis und weist von allen Eismassen der Region mit ca. 1900 m den größten Höhenunterschied zwischen Spitze und Terminus auf. Aus diesem Grund sollten die hier beobachteten Prozesse und Charakteristika in hohem Maße repräsentativ für die Region sein.

Die Devon-Eiskappe ist seit längerem Gegenstand von Massenbilanzuntersuchungen. Mit den 1961 begonnenen und seither ununterbrochenen Messungen besitzt sie eine der längsten Zeitreihen aller arktischen Gletscher. Sie eignet sich

daher besonders gut, um die notwendigen Kalibrierungen des Wärmesummenmodells durchzuführen. Dennoch ist die Datenbasis relativ dünn. Es existieren keine geeigneten längerfristigen Klimamessungen aus dem Gebiet der Eiskappe, so dass Modelle mit Daten von weit entfernten Klimastationen gefüttert werden müssen. Auch in dieser Hinsicht ist die Eiskappe repräsentativ für einen Großteil der arktischen Eismassen.

Zudem wird die Devon-Eiskappe in Zukunft weiterhin Gegenstand intensiver Untersuchungen sein. So sind derzeit Untersuchungen zu ihrer Dynamik im Gange. Im Frühjahr 2004 beginnen Geländearbeiten im Zuge einer Validierungskampagne der *CRYOSAT*-Mission (M. Sharp, pers. Mitt.). Die Ergebnisse dieser Arbeit werden also in tiefergehende Untersuchungen der Devon-Eiskappe eingebunden werden können.

Außerdem existieren von der Devon-Eiskappe bereits Bestimmungen ihrer klimatischen Sensitivität, die mit Hilfe eines Energiebilanzansatzes durchgeführt wurden [vgl. Oerlemans (2001)]. Es bietet sich daher die Möglichkeit an, die Ergebnisse der Berechnungen auf Basis eines Wärmesummenmodells mit denen aus Energiebilanzmodellen zu vergleichen.

## Aufbau der Arbeit

Im Folgenden sei der Aufbau dieser Arbeit kurz vorgestellt: Kap. 2 bis Kap. 4 sind eher einführender Natur und können vom Leser, der mit der Thematik arktischer Massenbilanzen und ihrer Reaktion auf Klimaänderungen vertraut ist, möglicherweise übersprungen werden. Kap. 2.1 führt dabei kurz in die in dieser Arbeit genutzten Grundbegriffe im Zusammenhang mit Massenbilanzen von Eismassen ein. Kap. 3 beschreibt die Grundzüge des Klimas der Untersuchungsregion, während in Kap. 4 auf die Wechselwirkungen zwischen Klimaänderungen und Gletschern eingegangen wird. In beiden Kapiteln werden Bezüge zur Devon-Eiskappe besonders detailliert aufgezeigt.

In Kap. 5 wird dargelegt, auf welche Weise die Massenbilanz der Devon-Eiskappe berechnet wurde. Dabei werden nochmals Gründe für die Auswahl eines Wärmesummenmodells genannt und auf die Vor- und Nachteile gegenüber Energiebilanzmodellen eingegangen (Kap. 5.2). Nach der Beschreibung der im Modell genutzten Gleichungssysteme (Kap. 5.3) folgt die Berechnungsgrundlage für die klimatische

Sensitivität der Massenbilanz (Kap. 5.4) und die Darstellung einer Möglichkeit, mit Hilfe der Bestimmung ihrer jahreszeitlichen Abhängigkeit die Massenbilanz auch auf jährlicher Basis abschätzen zu können (Kap. 5.5).

Kap. 6 beschreibt, welche Daten in das Modell eingeflossen sind und auf welche Weise diese gewonnen wurden. Darauf folgt in Kap. 7 die Darstellung ausgewählter Ergebnisse der Anwendung des Massenbilanzmodells. Dabei wird nicht nur auf die zur Bestimmung des Schmelzwasserbeitrags wichtige klimatische Sensitivität eingegangen, sondern werden auch darüber hinausgehende, weitere Anwendungsmöglichkeiten, wie z.B. die Rekonstruktion vergangener Massenbilanzzeitreihen, vorgestellt.

Anschließend werden die erzielten Ergebnisse in Kap. 8 interpretiert und, wo es sich anbietet, mit den Ergebnissen anderer Arbeiten verglichen. Besonders häufig wird dabei der Vergleich mit Anwendungen von Oerlemans und Reichert (2000) sowie Oerlemans (2001) gesucht, die ähnliche Berechnungen zur klimatischen Sensitivität für eine Reihe von Gletschern, darunter auch die Devon-Eiskappe, durchgeführt haben. Die Arbeit schließt in Kap. 9 mit einer Zusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse.

# Kapitel 2

## Massenbilanzen von Eismassen

Die folgenden Ausführungen sind eher allgemein-einführender Natur und sollen dazu dienen, dem mit der Thematik der Massenbilanzen von Gletschern nicht vertrauten Leser einige wichtige in dieser Arbeit genutzte Begriffe und Methoden zu erläutern. Als Hauptgrundlage dienten dabei die Werke von Paterson (1994), Benn und Evans (1998) und Oerlemans (2001).

### 2.1 Einführende Bemerkungen

#### Massenbilanz

Die Massenbilanz eines Eiskörpers ist die Summe aus Zutrag (meist in Form von Schnee) und Abtrag (vor allem als Ergebnis von Schmelzprozessen). Bei ihrer Berechnung unterteilt man sie meist in drei Komponenten, so dass sie sich aus der Summe aus

- Akkumulation,
- Ablation und
- wiedergefrierendem Schmelzwasser

ergibt. Die Veränderung an Eis-, Firn- und Schneemasse zwischen dem gleichen Datum von aufeinanderfolgenden Jahren definiert die jährliche Massenbilanz eines Kalender- oder Messjahres. Häufig wird jedoch der Zeitraum als **Massenbi-**

**lanzjahr** ausgedrückt: dabei nimmt ein Bilanzjahr den Zeitraum zwischen zwei aufeinanderfolgenden jährlichen Minimumzuständen ein. Die in jedem Jahr unterschiedlichen Witterungsverhältnisse lassen das Bilanzjahr ein und desselben Gletschers dabei von Jahr zu Jahr in der Länge variieren. Aus dem gleichen Grund beginnt und endet das Bilanzjahr an unterschiedlichen Gletschern zu unterschiedlichen Zeitpunkten. Während es in den europäischen Alpen in der Regel Anfang Oktober beginnt, kann es in der Arktis, wie z.B. auf der Eiskappe von Devon Island, bereits Ende August starten. Probleme mit dem Konzept des Bilanzjahres können auftreten, wenn – wie bei vielen maritimen Gletschern – die niedrig gelegenen Gletscherbereiche auch im Frühjahr und Herbst Ablationsvorgängen unterliegen [Oerlemans (2001)]. Dennoch wird das Bilanzjahr als geeignetes Maß für die jährlichen Veränderungen der Masse angesehen [Paterson (1994)]. In dieser Arbeit ist bei der Massenbilanz eines bestimmten Jahres immer – wenn nicht ausdrücklich anders angegeben – das Massenbilanzjahr gemeint. Obwohl dieses veränderlich ist, wird darunter der Einfachheit halber für die Devon-Eiskappe immer der Zeitraum von September des Vorjahres bis August angesehen.

Man bezeichnet die jährliche Massenbilanz auch als Summe aus jährlicher Akkumulation und jährlicher Ablation, ausgedrückt jeweils in mm Wasseräquivalent. Sind die saisonalen Unterschiede von Temperatur und Niederschlag stark ausgeprägt, unterscheidet man auch gerne zwischen Winter- und Sommerbilanz. Die **spezifische Massenbilanz** ist die Bilanz an einem bestimmten Punkt auf dem Gletscher oder der Eismasse. Ihre Rate wird zumeist in  $\text{kg m}^{-2} \text{a}^{-1}$  oder in  $\text{m(we) a}^{-1}$  (Meter Wasseräquivalent pro Jahr) angegeben<sup>1</sup>.

### Gleichgewichtslinie

Im Allgemeinen zeigen Beobachtungen auf Gletschern ein einfaches Muster: In den am niedrigsten gelegenen Zonen des Gletschers sind die spezifischen Massenbilanzen stark negativ; mit zunehmender Höhe verringern sich diese negativen Raten und werden schließlich positiv. Die Bereiche mit negativer Massenbilanz nennt man auch Ablationszone, die mit positiver Bilanz auch Akkumulationszone. Die Grenze zwischen Akkumulations- und Ablationszone wird als Gleichgewichts-

<sup>1</sup>In dieser Arbeit wird als Einheit für die Massenbilanz immer das Wasseräquivalent vorausgesetzt, auch wenn es aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht in jedem Fall in die Kurzformen  $\text{m/Jahr}$  oder  $\text{mm/Jahr}$  bzw.  $\text{m a}^{-1}$  oder  $\text{mm a}^{-1}$  dargestellt ist.



linie bezeichnet. Sie verbindet alle Punkte auf einem Gletscher, die eine spezifische Massenbilanz von 0 haben. Befindet sich ein Gletscher im stabilen Zustand, dann wird das Missverhältnis zwischen Massenüberschuss in der Akkumulationszone und Massendefizit in der Ablationszone durch die Gletscherbewegung ausgeglichen.

Da die Höhe eine so offensichtliche Rolle spielt, kommt der Höhenlage der Gleichgewichtslinie (*equilibrium line altitude* = ELA) eine besondere Bedeutung zu. Klimaveränderungen, die Veränderungen in der Massenbilanz einer Eismasse hervorrufen, sollten auch in einer Verschiebung der Lage der Gleichgewichtslinie ablesbar sein. Nach Oerlemans (2001) ist dieses Konzept aber nur einsetzbar, wenn für die Untersuchungen der Massenbilanz gewisse Näherungen erlaubt sind. Der Grund liegt hierbei in der signifikanten räumlichen Variabilität von Schneeakkumulation und Schmelzen. Daher folgt die spezifische Massenbilanz nicht immer einem einfachen Muster und die Gleichgewichtslinie bildet häufig keine durchgehende Linie. Wenn jedoch eine gewisse Glättung erlaubt ist, so folgt die Gleichgewichtslinie zumindest auf größeren Talgletschern mehr oder weniger einer Isohypse. Wie das Beispiel der Eiskappe von Devon Island später zeigen wird, kann die ELA aber auf großen Eismassen, in deren Einzugsbereich die klimatischen Verhältnisse stärker variieren, durchaus in unterschiedlichen Höhen liegen (vgl. dazu auch Kap. 3.3.2 und Tab. 3.2).

Die Gleichgewichtslinie ist ein mathematisches Konzept, das nicht direkt zu beobachten ist. Eine gute Annäherung an ihre Position kann man jedoch erreichen, indem man die aktuelle Schneegrenze zum passenden Zeitpunkt betrachtet. Die aktuelle (und bewegliche) Schneegrenze bewegt sich im Herbst und frühen Winter gletscherabwärts, je nachdem bis in welche Höhen der Schneefall herabreicht. Vom Frühjahr an bis zum Ende der Ablationssaison am Ende des jeweiligen Sommers wandert die Schneegrenze dann mit zunehmender Temperatur gletscheraufwärts. Wenn dann ab dem Ende des Sommers kein Schmelzen mehr stattfindet, muss sich die Schneegrenze nahe der Höhe befinden, bei der die Winterakkumulation von der sommerlichen Ablation ausgeglichen wird, also nahe der Höhe der Gleichgewichtslinie.

### Massenbilanzgradient

Akkumulation und Ablation variieren mit der Höhe. Die Raten, mit der sich diese Größen in Abhängigkeit von der Höhe verändern, nennt man Akkumulations- bzw. Ablationsgradient. Zusammen genommen definieren sie den Massenbilanzgradienten. Dieser folgt meist einem einfachen Muster, kann aber durch lokale Einflüsse überprägt sein.

Der Massenbilanzgradient bildet eine Verbindung zwischen den die Ablation und die Akkumulation eines Gletschers bestimmenden Klimaeinflüssen und seiner Dynamik<sup>2</sup>. Daher ist er ein wichtiges Maß für die Aktivität eines Gletschers. Sehr steile Massenbilanzgradienten haben ihre Ursache in großen Niederschlagsmengen im oberen Akkumulationsbereich und starken Ablationsraten im Bereich des Gletscherterminus. Mit ihnen gehen gewöhnlich hohe Raten an Eisdurchfluss einher [Kuhn (1984)]. Zu dieser Gruppe von Gletschern gehören diejenigen der feuchten mittleren Breiten, z.B. im südlichen Alaska, Westnorwegen, Neuseeland und Patagonien. Im Gegensatz dazu besitzen viele Gletscher der Antarktis und diejenigen der Hocharktis sehr kleine Massenbilanzgradienten. Deren spezifische Massenbilanz ändert sich mit der Höhe nur relativ wenig und ihre Dynamik ist eher gering. Zu diesen gehört auch die Eiskappe von Devon Island. Wie stark unterschiedlich die Gradienten und die daraus resultierenden Massenbilanzprofile sein können, zeigt die Darstellung der Massenbilanzgradienten für den Nigardsbreen (Norwegen), die Devon-Eiskappe und den White Glacier (beide kanadische Arktis) in Abb. 2.1.

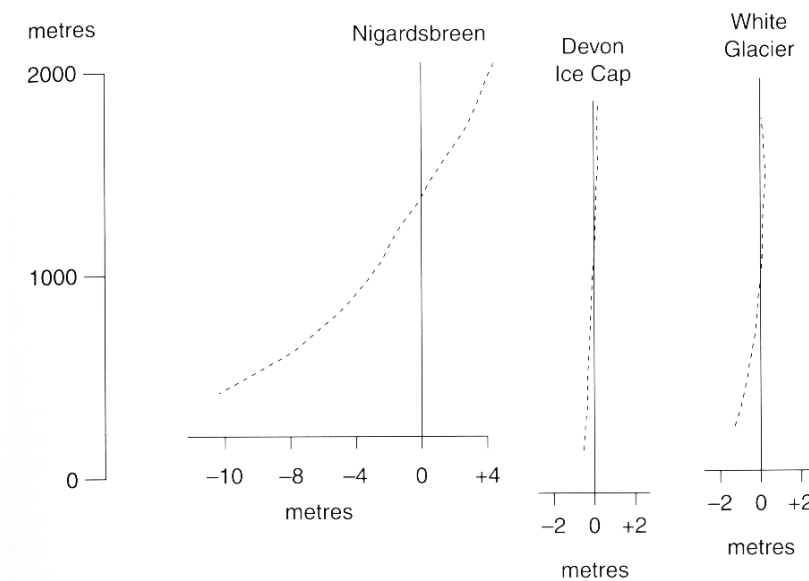
In den Studien dieser Arbeit spielt der Massenbilanzgradient insofern eine große Rolle, weil mit seiner Hilfe das Modell kalibriert wird, d.h. die Güte der Berechnung wird daran festgemacht, wie gut gemessener und simulierter Massenbilanzgradient übereinstimmen.

## 2.2 Messung und Bestimmung von Massenbilanzen

Um Massenbilanzmodelle einer kritischen Betrachtung unterziehen zu können, müssen Vergleiche mit Messungen unternommen werden. Daher sind nach wie

---

<sup>2</sup>Durch seine Bewegung gleicht ein Gletscher das Missverhältnis zwischen Massenüberschuss in der Akkumulationszone und Massendefizit in der Ablationszone aus.



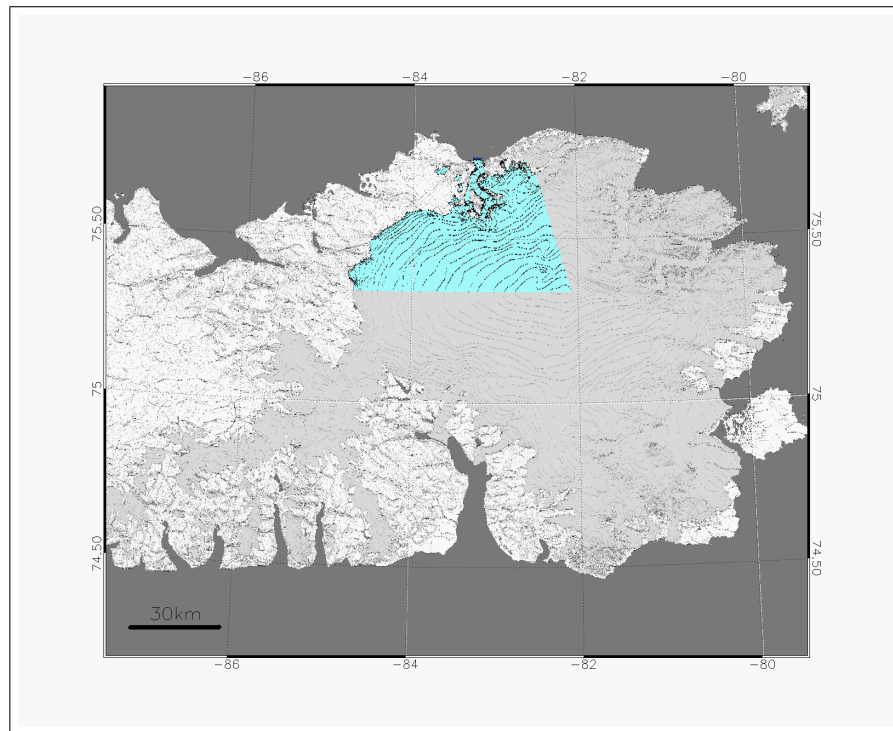
**Abbildung 2.1:** Massenbilanzgradienten für Nigardsbreen (Westnorwegen), Devon-Eiskappe und White Glacier (Axel Heiberg Island, kanadische Arktis). Quelle: Benn und Evans (1998) nach Daten von Kuhn (1984).

vor Messungen der Massenbilanz im Gelände oder zumindest ihre indirekte Bestimmung unverzichtbar. Im folgenden Kapitel werden die wichtigsten direkten und indirekten Methoden kurz vorgestellt.

### 2.2.1 Direkte Messungen

Die Bestimmung der jährlichen Akkumulation im Gelände geschieht in der Regel mit Hilfe von Schneeschächten oder Bohrkernen. Dabei erfordert in vielen Fällen die Identifizierung der Oberfläche des vergangenen Jahres großes Geschick. U.a. an Hand von Veränderungen der Dichte und der Korngröße lassen sich die einzelnen Schneezuwächse eines Jahres oder einer Saison ausmachen. Die Dicke der einzelnen Schneeschichten des untersuchten Jahres, dividiert durch ihre jeweilige durchschnittliche Dichte, erlaubt dann die Bestimmung des Massenzuwachses im jeweiligen Jahr. Soll nur die saisonale Akkumulation z.B. des Winterhalbjahres untersucht werden, werden die Messungen am Ende des Winterhalbjahres, also unmittelbar vor Beginn der ersten Schmelzvorgänge durchgeführt (und nicht erst am Ende des Bilanzjahres).

Da die jährliche und saisonale Akkumulation räumlich stark variieren kann (Hö-



**Abbildung 2.2:** Einzugsgebiet des Massenbilanzsektors im Nordwesten der Devon-Eiskappe (hervorgehoben durch blaue Farbe). Die in dieser Arbeit untersuchten Daten repräsentieren die Massenbilanz dieses Gebiets.

henabhängigkeit des Niederschlags, Einfluss der Topographie auf die Winddrift, u.ä.), müssen Akkumulationsmessungen an verschiedenen Stellen vorgenommen werden. Insbesondere bei größeren Eismassen wie der Devon-Eiskappe, die an verschiedenen Stellen unterschiedlichen regionalen Klimaeinflüssen ausgesetzt ist [Koerner (1979)], können Akkumulations- wie auch die im Folgenden beschriebenen Ablationsmessungen nur für bestimmte Gebiete der Eismassen repräsentativ sein. Bei Angaben der Massenbilanz von größeren Eiskappen sollte daher auch immer die Messregion mit angegeben werden oder bekannt sein. So beziehen sich die weiter unten aufgeführten Massenbilanzdaten für die Devon-Eiskappe, sofern nicht ausdrücklich anders angegeben, auf die vom Dom nach Nordwesten abfallende Seite der Eiskappe (vgl. Abb. 2.2).

Die jährliche Ablation wird mit Hilfe eines Netzwerks von Pegelstangen bestimmt. Die Pegelstangen werden dabei in in das Eis gebohrten Löchern fixiert und dienen dazu, das Absenken der Eisoberfläche messbar zu machen. Bei Gletschern, die auch Masse durch Kalben verlieren, misst man zusätzlich Geschwindigkeit und Dicke des Gletschers entlang eines Profils nahe des Gletscherterminus,

um die Kalbungsrate über ein Jahr berechnen zu können.

Mit den oben genannten Geländemethoden lassen sich also die spezifischen Massenbilanzen für bestimmte Punkte oder Bereiche eines Gletschers oder einer Eiskappe bestimmen. Um die Massenbilanz für die gesamte Eismasse berechnen zu können, müssen weiterhin Konturkarten erstellt werden. Große Fehler können sich einschleichen, wenn zu wenige oder unzureichende Messpunkte ausgewählt oder die Dichte- und Dickemessungen inakkurat durchgeführt werden. Vorschläge für eine korrekte Ausführung von Massenbilanzmessungen findet man in Østrem und Brugman (1991).

Auf zahlreichen Gletschern wird zusätzlich die so genannte Winterbilanz gemessen, und zwar kurz bevor ausgeprägte Schmelzprozesse starten. Kennt man die Winterbilanz, so lässt sich aus der Differenz von jährlicher Massenbilanz und Winterbilanz auch die Sommerbilanz bestimmen. Traditionell sieht man in der Winterbilanz ein Maß für die Massenakkumulation auf einem Gletscher. Dies ist zwar im Prinzip korrekt und lässt sich besonders gut auf Gletscher der mittleren Breiten anwenden, wo der Großteil an Akkumulation während des Winterhalbjahres stattfindet. Da dies bei Gletschern in niederschlagsärmeren und kälteren Regionen nicht notwendigerweise der Fall ist, ist hier Vorsicht geboten.<sup>3</sup> Dennoch ist die zweimalige Messung der Massenbilanz innerhalb eines Jahres nützlich, gibt sie doch einen besseren Einblick in die ablaufenden Prozesse und eröffnet zusätzliche Möglichkeiten zum Testen von Massenbilanzmodellen [Oerlemans (2001)].

Weitere Techniken zur Erfassung der Massenbilanz sind u.a. die Nutzung von so genannten „Sonic Rangers“. Diese messen die Entfernung zwischen Eisoberfläche und Untergrund und können bei korrekter Anwendung auch einzelne Niederschlags- oder starke Schmelzereignisse nachweisen. Jedoch ist es schwierig, eine ausreichende Zahl von „Sonic Rangers“ gleichzeitig aufzubauen und zu betreuen, um größere Bereiche eines Gletschers abdecken zu können, weshalb man wahrscheinlich auch zukünftig auf Pegelstangen und Schneeschächte zurückgreifen wird. Zur Messung der Akkumulation werden außerdem auch (bodenbasierte) Schnee-Radare eingesetzt. Auch hier sind jedoch weiterhin Schneeschächte notwendig, um die in den Radardaten zu erkennenden internen Schichtungen verifi-

---

<sup>3</sup> In Kap. 3.2.2 und Kap. 6.2 wird noch beschrieben, wie sich die Akkumulation im Laufe eines Jahres auf der Devon-Eiskappe verteilt. Generell trägt der kurze Sommer hier nicht sonderlich stark zur Akkumulationsmenge bei.

zieren und interpretieren zu können [vgl. auch Mätzler (1987), Oerlemans (2001), Kohler et al. (1997), Winther et al. (1998)].

### 2.2.2 Hydrologische Methoden

Die Massenbilanz eines Gletschers kann außerdem durch die Messung der verschiedenen Größen der Wasserbilanz im Gletschereinzugsbereich gemessen werden. Die Nettobilanz  $B_n$  wird dabei in Abhängigkeit von Niederschlag ( $N$ ), Abfluss ( $A$ ) und Evaporation ( $E$ ) ausgedrückt, wobei

$$B_n = N - A - E \quad . \quad (2.1)$$

Für detailliertere Studien vergleiche auch Collins (1984). Hydrologische Methoden zur Messung der Massenbilanz sind bereits für eine große Zahl von Gletschern aus allen wichtigen Gletscherregionen durchgeführt worden [Collins (1984), Ribstein et al. (1995)]. Alle Größen müssen dabei für den gesamten Einzugsbereich bestimmt werden, was diese Methoden insbesondere bei der Anwendung auf größeren Eismassen schwierig macht. Tatsächlich beziehen sich fast alle Messungen nach dieser Methode auf Gletscher mit einer Größe von weniger als 10 km<sup>2</sup> [Benn und Evans (1998)]. Außerdem kann man dabei nicht zwischen Veränderungen des Schnee- und Eisvolumens einerseits und Veränderungen in der Speicherung von flüssigem Wasser andererseits unterscheiden. Daher differieren die Ergebnisse aus solchen hydrologischen Messungen von solchen der direkten Messungen auf der Eisoberfläche. Dennoch können sie nützliche Daten für das Management und die Vorhersage von Wasserressourcen liefern.

### 2.2.3 Fernerkundungsmethoden

Zur Bestimmung des Massenhaushalts können auch Fernerkundungsdaten in Form von Luftbildern oder Satellitendaten herangezogen werden. Das Prinzip beruht dabei in der wiederholten Messung der Ausdehnung und insbesondere des Volumens der Eismassen über die zu untersuchenden Zeiträume. Luftbilder werden dabei vor allem für den Vergleich mit zeitlich länger zurückliegenden Zuständen genutzt, die aktuelle Beobachtung findet heute vor allem mit hochauflösenden Satellitendaten statt. Mit Hilfe von Stereobildern oder Altimetern können Veränderungen in der Höhe der Eisoberfläche gemessen und in Veränderungen des Glet-

schervolumens umgerechnet werden. Dieses kann dann mit Hilfe von Abschätzungen der durchschnittlichen Dichte von Schnee, Firn und Eis auf den verschiedenen Bereichen des Gletschers in Veränderungen der Eismasse konvertiert werden. Einschränkung wirkt hier die hohe benötigte Genauigkeit, die die Sensoren erfüllen müssen, um die häufig nur sehr geringen Massenveränderungen detektieren zu können. Hier sind aber in den letzten Jahren mit dem Start verschiedener neuer Sensoren auf Plattformen wie *Terra*, *Aqua* oder *ENVISAT* Fortschritte erzielt worden. Besonders hervorzuheben sind die beiden ersten schwerpunktmäßig zur Erforschung der Kryosphäre entwickelten Sensoren *ICESat* und *CRYOSAT*, deren Laseraltimeter bzw. Radarinterferometer eine großflächige Volumenbestimmung in bisher nicht erreichter Genauigkeit erlauben werden.

Die Unabhängigkeit von Geländearbeit äußert sich in mehreren großen Vorteilen: So ist es auf diese Weise möglich, Massenbilanzberechnungen auch von Gebieten zu machen, die nur sehr schwer zugänglich sind. Außerdem kann man viele Gletschergebiete gleichzeitig und vor allem auch die großen kontinentalen Eisschilde Grönlands und der Antarktis untersuchen. Gerade bei den großen Eisschilden ist die Bestimmung des Massenhaushalts nur sehr schwierig möglich, zum einen wegen ihrer schieren Größen, zum anderen aber auch, weil ihre Reaktionszeit auf klimatische Veränderungen schwer zu bestimmen ist. Sicher ist aber, dass die Eisschilde noch heute auf Klimaveränderungen reagieren, die vor Jahrhunderten oder sogar Jahrtausenden stattgefunden haben können (vgl. auch Kap. 4.3.1).

## 2.2.4 Klimatische Berechnungen

Abschätzungen der Massenbilanz können auch mit Hilfe von Energiebilanzberechnungen durchgeführt werden. Dazu nutzt man Messungen oder Abschätzungen von Größen wie Niederschlag, Strahlungsflüsse oder Temperatur. Stehen geeignete Messdaten zur Verfügung, lassen sich auf diese Weise sehr gut Ablationsraten berechnen oder rekonstruieren [Müller und Keeler (1969), Hay und Fitzharris (1988), Munro (1990), Braithwaite und Olesen (1990), Brazel et al. (1992), Oerlemans (2001)]. Fehlen geeignete Daten, bietet sich die Nutzung von einfacheren, statistischen Berechnungen zur Abschätzung der Ablationsraten an, für die man (Jahres-)Mitteltemperaturen oder (positive) Wärmesummen nutzt [Braithwaite

(1984), Braithwaite und Olesen (1989), Reeh (1991), Laumann und Reeh (1993)]. In diesen Berechnungen erstellt man Ablations- oder Schmelzraten sowohl für Schnee- als auch für Eis. Dabei liegen die Schmelzraten für Schnee niedriger als die für Eis, da Schneeoberflächen eine höhere Albedo besitzen und daher weniger Energie für den Schmelzprozess übrig bleibt. Außerdem sind die Schmelzraten für unter starkem maritimen Einfluss stehende Gletscher höher. Bei diesen sorgen höhere Windgeschwindigkeiten und größere Feuchtigkeit für stärkeres Schmelzen bei einer gegebenen Temperatur.

In diese Gruppe gehört auch das in dieser Arbeit genutzte Massenbilanzmodell, welches auf der Berechnung von Wärmesummen basiert. Weil darin klimatologische Parameter eine entscheidende Rolle spielen, werden im folgenden Kapitel zunächst die klimatischen Grundzüge der Untersuchungsregion vorgestellt. Mehr zu den Möglichkeiten klimatischer Berechnungen folgt in Kap. 5.1.4.



# Kapitel 3

## Klimatische Grundzüge der Untersuchungsregion

Die in dieser Arbeit durchgeführten Berechnungen basieren auf den Zusammenhängen zwischen Eismassen und den sie umgebenden klimatischen Verhältnissen. Dabei existieren Wechselwirkungen in beide Richtungen. In diesem Kapitel werden die Grundzüge des Klimas der Untersuchungsregion vorgestellt. Begonnen wird mit einer kurzen Darstellung der wichtigsten Eigenschaften des Klimas arktischer Regionen. Anschließend wird detaillierter auf die klimatischen Besonderheiten innerhalb des Kanadischen Arktischen Archipels und schließlich auf die lokalen klimatischen Phänomene von Gletschern an sich eingegangen.

### 3.1 Das Klima der Arktis

Das Klima der Arktis zeichnet sich durch eine hohe räumliche Variabilität aus und beinhaltet sowohl maritime als auch kontinentale Klima-Subtypen. Wichtigste Gemeinsamkeit des Klimas aller arktischer Regionen ist der Einfluss der extremen Strahlungsbedingungen der hohen Breiten.

So empfängt zum Beispiel eine Station an der sibirischen Küste im Sommer aufgrund der langen Tageslänge etwa gleich viel Sonnenstrahlung wie eine Station in den niedrigen gemäßigten Breiten. Der niedrige Einstrahlungswinkel führt jedoch dazu, dass selbst kleine topographische Formen aufgrund der durch sie verursachten Abschattung große Unterschiede auf lokaler Ebene hervorrufen kön-

nen. In auch im Sommer schnee- oder eisbedeckten Bereichen wird aufgrund der hohen Albedo von der großen Menge eingestrahelter Sonnenenergie nur wenig absorbiert. Daher ist der Wärmegewinn während der langen Sommertage nur gering und zudem stark abhängig von Oberflächeneigenschaften. Im Winter ist die solare Einstrahlung nur sehr gering oder – im Falle der Polarnacht – gar völlig abwesend.

Maritime Bedingungen herrschen über dem Arktischen Ozean, dem küstennahen Alaska, in Island, dem nördlichen Norwegen und dem daran anschließenden Teil Russlands (Kola-Halbinsel) vor. Dort sind die Winter kalt und stürmisch und die Sommer wolkenreich, aber mit Temperaturen von etwa  $+10^{\circ}\text{C}$  relativ mild. Der jährliche Niederschlag beträgt im Schnitt zwischen 600 mm und 1250 mm, mit einem Maximum während der kalten Jahreszeit. Die Schneebedeckung dauert etwas sechs Monate an.

Die inneren, kontinentalen Klimate zeichnen sich dagegen durch deutlich strengere Winter aus (trotz nur geringer Niederschlagsmengen). Dort ist Permafrost weit verbreitet und häufig von großer Tiefe. Frost kann zu jeder Jahreszeit auftreten, doch die langen Sommertage sorgen normalerweise für drei Monate mit mittleren Temperaturen von über  $+10^{\circ}\text{C}$ . An Stationen im Kontinentinneren können die Temperaturen an manchen Tagen auch die  $+30^{\circ}\text{C}$ -Marke übersteigen.

Die Winter werden außerdem durch das häufige Auftreten von Inversionen dominiert. Die Inversionschicht koppelt die bodennahen von den höheren Windschichten ab und führt zu im Schnitt unerwartet niedrigen Geschwindigkeiten der oberflächennahen Winde. Im Sommer sind die Inversionen seltener und schwächer und das Wetter ist eher durch den Zug von Tiefdruckgebieten über Sibirien und in das Arktische Becken hinein dominiert.

In vielen arktischen und subarktischen Regionen wird das Wetter von semipermanenten Tiefdrucksystemen kontrolliert, die im Sommer schwächer, im Winter stärker entwickelt sind. Die bekanntesten von diesen sind das Islandtief und das Aleuten-Tief. Im Winter wird das östliche Eurasien vom Sibirischen Kältehoch beherrscht. Auch über dem Kanadischen Arktischen Archipel befindet sich im Winter meist ein Kältehoch [zu den meteorologischen Angaben vgl. auch Arctic Climatology Project (2000)].

## 3.2 Besonderheiten des Klimas des Kanadischen Arktischen Archipels

Entscheidend für die Massenbilanz eines Gletschers sind die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse, denen er unterliegt. Da in das in dieser Arbeit genutzte Modell keine weiteren meteorologischen Größen eingehen, werden in den folgenden Abschnitten vor allem Temperatur und Niederschlag behandelt.

### 3.2.1 Temperatur

Die im Winter dauerhaft negative Strahlungsbilanz und der auch im Sommer nur geringe Strahlungsenergiegewinn sorgt für ganzjährig niedrige Temperaturen im Bereich des Kanadischen Archipels. Temperaturen von mehr als  $0^{\circ}\text{C}$  werden in Alert nur während zweier und in Iqualuit während dreier Monate erreicht (zur Lage der Stationen vgl. Abb. 3.1).

Die niedrigsten an einer Küstenstation auf der Nordhalbkugel gemessenen mittleren Januartemperaturen wurden mit  $-35^{\circ}\text{C}$  im Norden von Ellesmere Island gemessen. Zum südlichen Baffin Island und zur Baffin Bay hin steigt dieser Wert auf etwa  $-25^{\circ}\text{C}$  an. Die Wintertemperaturen werden stark beeinflusst durch die Nähe zu offenem Wasser und die topographischen Verhältnisse. So findet man außergewöhnlich hohe Temperaturen an den Küsten entlang des Smith Sound, des Jones Sound und des Lancaster Sound (zur Lage vgl. Abb. 3.1). Diese liegen alle am Nordrand der Baffin Bay und damit im Einflussbereich der *North Water Polynia*, eines der größten und beständigsten Offenwassergebiete der Arktis. So entspricht zum Beispiel die mittlere Februar-Temperatur auf Coburg Island am westlichen Rand des North Water in etwa der Temperatur einer ca. 1000 km weiter südlich an der Baffin Bay gelegenen Station.

Die niedrigsten Temperaturen werden in Talgründen beobachtet, die als Sammelbecken für Kaltluftabflüsse fungieren. Daher findet man unter den offiziellen Wetterstationen die niedrigsten Minimumtemperaturen nicht in Alert ( $-49,4^{\circ}\text{C}$ ) – obwohl dieses die nördlichste aller kanadischen Stationen ist – sondern in Isachsen ( $-53,9^{\circ}\text{C}$ ) sowie in Eureka und Pond Inlet ( $-53,3^{\circ}\text{C}$ ). Die niedrigste je gemessene Temperatur von  $-55,8^{\circ}\text{C}$  wurde am Lake Hazen aufgezeichnet. Dieser



**Abbildung 3.1:** Zur Lage der kanadischen arktischen Inseln mit einigen der im Text besprochenen Stationen und Namen. Der Einsatz zeigt die wichtigen physiographischen Regionen und die Verteilung großer Gletscher. Quelle: verändert nach Woo und Ohmura (1997).

Messort liegt im nördlichen Ellesmere Island, etwa 60 km von der Küste entfernt, auf 163 m ü.d.M. an der Nordseite eines Sees, der im Talgrund zwischen zwei Gebirgsketten eingestettet ist [Jackson (1958), zitiert nach Woo und Ohmura (1997)].

Der wärmste Monat in der Arktis ist für gewöhnlich der Juli. Die Lufttemperaturen steigen dann auf dem arktischen Ozean über die  $0^{\circ}\text{C}$ -Grenze und bewegen sich um  $+2^{\circ}\text{C}$  entlang seiner Küsten. Nach Süden hin steigen die Temperaturen an und erreichen  $+9^{\circ}\text{C}$  entlang der Küsten von Victoria Island und Baffin Island. Außerdem werden die Temperaturen von der Entfernung des Standortes zum Meer beeinflusst: So zeichnet sich das Innere der arktischen Inseln durch deutlich höhere Temperaturen aus als an den offiziellen, an den Küsten gelegenen Wetterstationen gemessen werden.

Eine Besonderheit des arktischen Klimas sind die im Allgemeinen geringen täglichen Temperaturschwankungen. Die meisten arktischen Stationen zeigen ih-

**Tabelle 3.1:** Tagesamplituden der Lufttemperatur für verschiedene Stationen des Kanadischen Archipels. Quelle: Woo und Ohmura (1997).

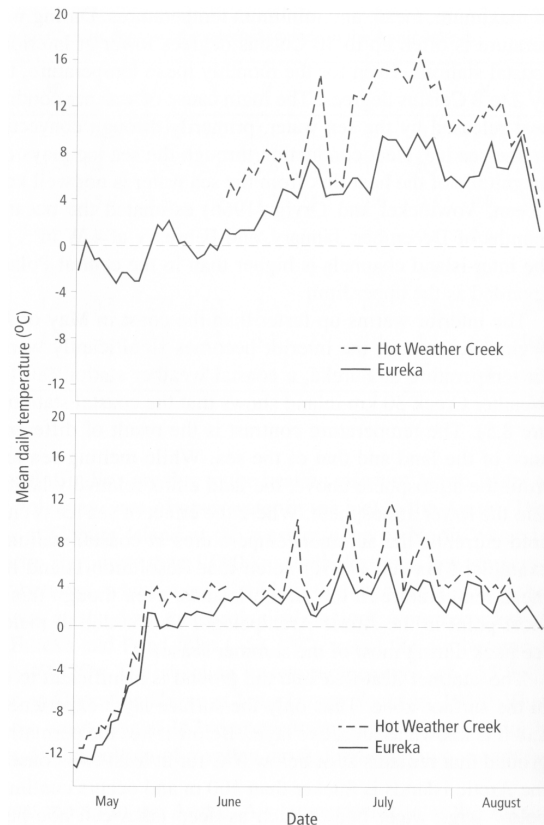
Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Alert	0,6	0,6	1,1	2,0	2,2	1,1	1,1	1,5	1,1	0,6	1,1	1,1
Lake Hazen	0,6	1,0	2,4	4,1	3,5	2,8	2,6	m	1,1	0,9	0,8	0,8
Fort Conger	0,7	1,1	1,7	5,0	3,9	2,3	1,7	1,5	1,6	0,8	0,8	0,6
Eureka	0,8	0,0	2,2	4,3	3,9	2,4	2,1	1,7	2,2	0,8	0,6	1,1
Axel Heiberg Island	m	m	m	5,2	3,5	1,6	2,1	2,6	m	m	m	m
Isachsen	0,6	0,6	1,7	3,3	2,6	2,3	2,3	1,9	0,8	0,8	0,6	0,6
Mould Bay	0,8	0,8	1,7	4,7	3,6	2,2	3,1	1,9	1,1	1,1	0,6	0,6
Resolute	0,3	0,2	1,9	3,4	3,3	2,1	2,4	2,2	0,9	0,3	0,4	0,3

m = fehlende Daten

re größten Tagesamplituden im Frühjahr, vor allem im April (Tab. 3.1). Dieses Charakteristikum lässt sich nicht nur an den offiziellen Klimastationen entlang der Küsten beobachten, sondern auch im Inneren der Inseln, auf dem Meereis, auf den Gletschern und ebenso im Inneren des grönländischen Eisschildes.

Der erste, der die Temperaturunterschiede zwischen Küsten- und Binnenstationen systematisch untersuchte, war Jackson [1958, zitiert nach Woo und Ohmura (1997)] für das Gebiet um den Lake Hazen auf Ellesmere Island. Im Winter sind demnach die Binnenstationen deutlich kälter als die Küstenstationen. Der Unterschied bei den Tagesminimumtemperaturen beträgt häufig bis zu 10°C, bei den Monatsmitteltemperaturen zwischen 2 und 8°C. Der Hauptgrund hierfür liegt in der durch das Meerwasser freigesetzten Wärme, vor allem durch Konvektion im Bereich von Spalten und Brüchen im Eis. Wärmeleitung durch das Meereis hindurch spielt nur eine untergeordnete Rolle. Der Wärmestrom hängt also von der *Konzentration* des Meereises ab, die im Bereich innerhalb des Archipels meist höher ist als auf dem zentralen arktischen Polarmeer.

Sobald im Mai oder Juni die Schneeschmelze beginnt, erwärmt sich das Innere deutlich schneller als die Küstenbereiche. Im Sommer sind daher die Temperaturen in Küstenferne signifikant höher, wie das in Abb. 3.2 dargestellte Beispiel von der küstennahen Station Eureka (80°00'N, 85°56'W) und der 30 km landeinwärts gelegenen Station Hot Weather Creek (zur Lage der beiden Stationen vgl. Abb. 3.1) zeigt. Der Temperaturgegensatz ergibt sich auch hier aus Unterschieden in der Energiebilanz. Während das schmelzende Meereis der darüber liegenden Atmosphäre fühlbare Wärme entzieht, gibt die bereits schnee-



**Abbildung 3.2:** Tagesmittel der Lufttemperatur an einer Küsten- (Eureka) und einer Binnenstation (Hot Weather Creek) während der Sommer 1988 (a) und 1989 (b). Der Sommer 1988 war relativ warm und trocken, der Sommer 1989 relativ kühl und nass. Quelle: Edlund et al. (1990), zitiert aus Woo und Ohmura (1997).

freie Landoberfläche große Mengen fühlbarer Wärme an die untere Atmosphäre ab. Dort, wo die Auswirkungen des schmelzenden Meereises durch den Einfluss kalter Meeresströmungen verstärkt werden, sind die Unterschiede besonders groß. So hat Resolution Island trotz seiner Lage am südlichsten Zipfel des Kanadischen Arktischen Archipels (vgl. Abb. 3.1) eine der niedrigsten mittleren Julitemperaturen dieser Region [Maxwell (1981)]. Begründet liegt dies in der dort während beinahe des gesamten Sommers erhaltenen Meereisbedeckung in Küstennähe.

Der sommerliche Bodenwärmestrom reicht nicht aus, um mehr als nur die obersten ein bis zwei Meter des gefrorenen Bodens wieder aufzutauen. Eine mehr als 100 m dicke Permafrostschicht ist auf allen Landmassen der arktischen Inseln verbreitet. Lediglich unter großen Wasserkörpern können permafrostfreie Bereiche, so genannte *Taliks*, zu finden sein [Woo und Ohmura (1997)].

### 3.2.2 Niederschlag

Niederschlagsmessungen in den Polargebieten gestalten sich meist schwierig. In der Regel unterschätzen automatische Wetterstationen die tatsächlichen Niederschlagsmengen, wofür es mehrere Gründe gibt. Zum einen können Messfehler mit der großen Zahl an kleinen Niederschlagsereignissen zusammenhängen, die aufgrund der darin nur sehr gering enthaltenen Wassermengen nicht richtig registriert werden. Zum anderen fällt im Schnitt mehr als die Hälfte des Niederschlags in Form von Schnee, der insbesondere unter den häufig sehr windreichen Bedingungen nur schwer gemessen werden kann.

Woo et al. (1983) verglichen in einer Untersuchung den an Wetterstationen gemessenen Winterniederschlag mit der tatsächlichen Schneeakkumulation in nahe gelegenen Mulden. Dabei stellten sie fest, dass die Wetterstationen den Niederschlag um bis zu 50% unterschätzten. So wurde beispielsweise an der Wetterstation in Resolute für die Jahre 1975–82 ein durchschnittlicher Niederschlag von 137 mm/a aufgezeichnet. Eine Untersuchung von Schneeschächten im nahe gelegenen McMaster-Becken ergab jedoch einen jährlichen Niederschlag von 208 mm. Auch die im Folgenden genannten Werte sind häufig aus der Analyse von Schneeschächten gewonnen.

Im Allgemeinen erhält die kanadische Arktis geringen Niederschlag, der zum östlichen Teil des Archipels jedoch auch größere Raten annehmen kann. In den dortigen gebirgigen Regionen fällt orographischer Niederschlag, der seinen Ursprung in den von der Davis Strait und der Baffin Bay herangetragenen Zyklonen hat [Maxwell (1981)]. Insbesondere werden hohe Werte im Südosten erreicht und steigen im Allgemeinen mit der Höhe an. Der höchste Wert der Region wurde an der Station Cape Dyer ( $66^{\circ}35'N$ ,  $61^{\circ}37'W$ , vgl. Abb. 3.1) auf Baffin Island aufgezeichnet, wo auf 390 m Meereshöhe im Durchschnitt jährlich 663 mm Niederschlag gemessen werden. Auch auf Resolution Island findet man im Meeresniveau Niederschlagsraten von mehr als 300 mm/a, die mit zunehmender Höhe auf über 400 mm/a ansteigen können [Woo und Ohmura (1997)]. Ebenfalls mehr als 400 mm/a sind auf den Gletschern der Ostflanken der Berge von Devon Island und Ellesmere Island möglich, wie Daten aus Schneeschächten zeigen [Koerner (1966), Koerner (1979)]. Der Rest des Archipels erhält gewöhnlich weniger als 250 mm/a Niederschlag und kann deshalb als polare Wüste oder polare Halbwüste bezeichnet werden [Bovis und Barry (1974), zitiert nach Woo und Ohmura

(1997)].

Nach Koerner (1970) sind gerade die Akkumulationsraten und somit auch der Niederschlag von besonderer Bedeutung für die Verteilung und das Volumen von Eis auf Devon Island – eine Aussage, die auf das südliche und zentrale Ellesmere Island ausgedehnt werden kann [Koerner (1977)]. So zeigt Koerner (1979), dass die Verbreitung von Eis auf den Queen Elizabeth Islands<sup>1</sup> gut mit den Akkumulationsmustern korreliert. Die durchgängigste Eisbedeckung findet sich in den Gebieten mit den höchsten Akkumulationsraten: auf der Ostseite von Süd- und Zentral-Ellesmere Island sowie entlang der Ostküste von Devon Island. Dort reichen die Eismassen großflächig bis ins Meeresspiegelniveau, was im Bereich der Queen Elizabeth Islands sonst nirgends der Fall ist. Umgekehrt befinden sich die höchstgelegenen Eismassentermini genau dort, wo die Schneeakkumulation besonders gering ist, nämlich im Bereich um den Nansen Sound, den Eureka Sound und den Greely Fiord. Dass dies nicht für alle Regionen im Bereich der Queen Elizabeth Islands gilt, zeigt das Beispiel der Küstenzone entlang des Arktischen Ozeans, wo die Verbreitung von Eis deutlich ablationskontrolliert ist [Koerner (1970)]. Natürlich darf man nicht vernachlässigen, dass auch niedrigere Ablationsraten im Bereich um die Baffin Bay einen Einfluss auf die Ausdehnung und das Volumen des Eises an den der Baffin Bay zugewandten Flanken haben. Nichtsdestotrotz besitzt die Akkumulation eine höhere räumliche Variabilität als die Ablation, die zwar eine deutliche Höhenabhängigkeit zeigt, aber um diese bereinigt zumindest im Gebiet der Queen Elizabeth Islands relativ konstant ist [Koerner (1979)].

### 3.3 Klima und Gletscher

Etwa 152.000 km<sup>2</sup> bzw. 12% der Landoberfläche des kanadischen Archipels sind von Gletschern und Eiskappen bedeckt. Auf der Nordhalbkugel einmalig ist das Auftreten von einigen kleineren Eisschelfen entlang der Nordküste von Ellesmere Island. Die Mehrzahl der Gletscher findet man in gebirgigen Regionen oder auf Hochplateaus, doch einige, wie z.B. die Barnes-Eiskappe auf Baffin Island,

---

<sup>1</sup> Zu den Queen Elizabeth Islands (*Königin-Elisabeth-Inseln*) zählen die nördlichsten Inseln der kanadischen Arktis, und zwar alle, die nördlich von Lancaster Sound, Barrow Strait, Viscount Melville Sound bzw. McClure Strait liegen.



liegen in nur geringer Höhe über dem Meeresspiegel. Auch einige andere kleinere Eiskappen im Norden von Baffin Island, auf Bylot Island, Meighen Island, im Norden von Axel Heiberg Island und auf Ellesmere Island befinden sich auf niedriger Meereshöhe [Woo und Ohmura (1997)]. Eine Besonderheit stellt die Eiskappe von Devon Island dar: von allen Eiskappen der kanadischen Arktis weist sie den größten Höhenunterschied zwischen Spitze und Rand auf. Sie reicht von etwa 1900 m ü.d.M. bis ins Meeresspiegelniveau.

Als direkte Konsequenz aus der Energiebilanz an der Erdoberfläche ist das Klima von Gletschern durch niedrigere Temperaturen, geringere Feuchtigkeit und größere Windgeschwindigkeiten gegenüber der angrenzenden Landoberfläche gekennzeichnet [Ohmura (1981)]. Die niedrigere Temperatur gegenüber der Umgebung lässt sich im Ablationsbereich mit dem Verbrauch von latenter Wärme durch das Schmelzen von Eis, in größeren Höhen durch Wärmeverlust aufgrund von Evaporation und negativer Strahlungsbilanz erklären. Katabatische, hangabwärts führende Winde und die geringe Oberflächenrauigkeit begünstigen die Entstehung größerer Windgeschwindigkeiten. Nicht zu vergessen ist, dass größere Eismassen das lokale Klima der angrenzenden Gebiete deutlich beeinflussen können.

### 3.3.1 Klima im Ablations- und Akkumulationsbereich

Wie leicht nachzuvollziehen ist, variiert das Klima über einem Gletscher deutlich mit der Höhe. Die Temperatur nimmt dabei mit einem variablen Temperaturgradienten ab. In den zahlreichen Untersuchungen zu Klima oder Massenbilanz von Gletschern wurden vielfach unterschiedliche Gradienten gemessen oder für Berechnungen herangezogen. In der Regel wurden dabei immer konstante Temperaturgradienten für das jeweils vom Gletscher eingenommene Höhenintervall angenommen. Diese Bandbreite der in der Literatur dargestellten Werte ist sehr groß und daher für Temperaturberechnungen in Abhängigkeit von der Höhe, wie sie auch in dieser Arbeit vorgenommen werden müssen, zu ungenau. Daher war für die vorliegende Arbeit eine genauere Bestimmung des Gradienten erforderlich, wobei sich herausstellte, dass der Temperaturgradient überraschend klein war. Mehr zur Bestimmung des Temperaturgradienten im Untersuchungsgebiet und zu in anderen Untersuchungen genutzten Gradienten findet man in Kap. 6.4.2.

Die Bewölkung kann zwischen Akkumulations- und Ablationszone deutliche Unterschiede zeigen. Die wenigen simultanen Wolkenbeobachtungen an verschiedenen Standorten zeigen, dass dort die Wolkenbedeckung über dem Ablationsbereich etwa 10% größer war als über dem Akkumulationsbereich. Am stärksten dazu beigetragen haben das häufige Vorkommen von Stratus- und Stratocumuluswolken über den niedrig gelegenen Bereichen der Gletscher. Auf Axel Heiberg Island führte dies zu Unterschieden von 6% in der Sonnenscheindauer und 44 W/m<sup>2</sup> in der solaren Einstrahlung.

Beim Niederschlag gibt es naturgemäß ebenfalls Veränderungen mit der Höhe. Auf dem White Glacier auf Axel Heiberg Island beispielsweise nimmt die jährliche Niederschlagsmenge von 170 mm an der Zunge (200 m ü.d.M.), über 300 mm an der Gleichgewichtslinie (870 m ü.d.M.) auf 330 mm im Akkumulationsbereich (1450 m ü.d.M.) zu [Ohmura et al. (1992)]. Für die mittlere Akkumulation im Nährbereich des Gletschersystems Müller Ice Cap–White Glacier wurde dabei eine Rate von 371 mm berechnet, was somit einen durchschnittlichen Anstieg des Niederschlags mit der Höhe von etwa 7% pro 100 m ergab. Dass die Niederschlagsverteilung aber auch von weiteren Faktoren abhängig sein kann, z.B. von der Entfernung zur Feuchtigkeitsquelle, zeigen Ergebnisse von der Devon-Eiskappe, auf die später in Kap. 6.2 näher eingegangen wird.

Die in den vorhergehenden Abschnitten beschriebenen, von der Höhe abhängigen Schwankungen des Klimas im Bereich von Gletschern lassen darauf schließen, dass die Energiebilanz der Gletscheroberflächen zwischen Gletscherzunge und Akkumulationszone deutlich differieren muss. Obwohl aufgrund häufig nur sehr kurzer Untersuchungszeiträume keine klaren Trends erkennbar sind, deutet sich an, dass die Nettostrahlung und der sensible Wärmestrom im Ablationsbereich größer sind. Ausnahmen von dieser Regel, wie die Meighen-Eiskappe, liegen in niedriger Höhe unter stark maritimem Einfluss. Sie verlieren Energie durch den fühlbaren Wärmestrom – was möglicherweise wiederum ein Grund für ihre Existenz in einer so niedrigen Höhenlage ist [Woo und Ohmura (1997)].

### 3.3.2 Klima an der Gleichgewichtslinie

Die Betrachtung der Energiebilanz im Bereich der Gleichgewichtslinie ist aus zwei Gründen besonders interessant: Zum einen sind dort häufig die Schwan-

**Tabelle 3.2:** Klima im Bereich der Gleichgewichtslinie verschiedener Gletscher des Kanadischen Archipels. Quelle: Woo und Ohmura (1997).

Gletscher, Insel	Höhe der Gleichgewichtslinie (m)	jährlicher Niederschlag (mm)	Sommer- temperatur (°C)	sol. Einstrahlung im Sommer (W/m <sup>2</sup> )
Ward Hunt Ice Shelf, Ellesmere I.	0	240	-1,0	207
Meighen Ice Cap, Meighen I.	250	210	-0,8	202
Laika Glacier, Coburg I.	355	590	0,5	227
Devon Ice Cap (SE), Devon I.	700	320	0,8	keine Daten
Barnes Ice Cap, Baffin I.	810	590	1,9	202
White Glacier, Axel Heiberg I.	855	310	-1,6	239
Baby Glacier, Axel Heiberg I.	935	350	-1,7	223
Devon Ice Cap (NW), Devon I.	1050	240	-0,3	270
Decade Glacier, Baffin I.	1175	310	-0,3	196
Gilman Glacier, Ellesmere I.	1250	170	-1,1	240
Per Ardua Glacier, Ellesmere I.	1350	190	-1,5	242

kungen der spezifischen Massenbilanz von Jahr zu Jahr am größten, zum anderen entsteht hier das meiste Schmelzwasser [Woo und Ohmura (1997)]. Es ist nicht immer eindeutig, welche klimatologischen Parameter die Lage der Gleichgewichtslinie (mit-)bestimmen. Woo und Ohmura (1997) stellten bei elf Gletschern der kanadischen Arktis die Höhenlage der Gleichgewichtslinie verschiedenen klimatologischen Messdaten (solare Einstrahlung, Temperatur, Niederschlag) gegenüber (Tab. 3.2). Die Höhe der Gleichgewichtslinie reicht bei dieser Auswahl vom Meeresspiegelniveau bis zur höchsten bekannten Lage innerhalb des Kanadischen Archipels (Per-Ardua-Gletscher auf Ellesmere Island). Die solare Einstrahlung während der Sommermonate liegt bei diesen etwa zwischen knapp 200 und 270 W/m<sup>2</sup>. Aufgrund der dauerhaft hohen Albedo der Gletscheroberfläche im Bereich der Gleichgewichtslinie hat die solare Einstrahlung nur einen begrenzten Einfluss auf deren Höhe. Daher lassen die Daten aus Tab. 3.2 auch keinen Zusammenhang zwischen diesen beiden Größen erkennen. Auch die mittlere Sommertemperatur schwankt mit Werten von -1,7 bis +0,8°C nicht sehr stark. Einen deutlicheren Einfluss scheint dagegen die jährliche Niederschlagsmenge zu haben. Ein gutes Beispiel hierfür ist der Laika-Gletscher auf Coburg Island, bei dem die Gleichgewichtslinie mit 355 m sehr niedrig liegt, obwohl die Sommertemperatur im Vergleich zu denen auf den anderen Eismassen relativ hoch ist. Diese Eigenschaft teilt er im Übrigen mit vielen anderen Gletschern im Südosten von Ellesmere Island, was darauf hindeutet, dass hohe Niederschlagsraten

im Winter, verursacht in diesen Fällen durch die Nähe zur *North Water Polynia*, für solche niedrig gelegenen Gleichgewichtslinien verantwortlich sind. Auf der anderen Seite lassen sehr niedrige Niederschlagsraten, wie z.B. beim Gilman-Gletscher oder beim Per-Ardua-Gletscher im Norden von Ellesmere Island die Gleichgewichtslinie weit nach oben wandern. Tatsächlich gehen die höchsten Lagen der Gleichgewichtslinien der untersuchten Gletscher mit den geringsten Niederschlagsmengen einher. Verschiedene Niederschlagsmengen sind auch verantwortlich für die unterschiedlichen Höhenlagen der Gleichgewichtslinie zwischen dem südöstlichen (700 m ü.d.M.) und dem nordwestlichen (1050 m ü.d.M.)<sup>2</sup> Sektor der Devon-Eiskappe [Woo und Ohmura (1997)].<sup>3</sup> In Kap. 7.1.2 wird später der Versuch gemacht, mit Hilfe der Übertragung des für den Nordwestsektor entwickelten Massenbilanzmodells eben diese unterschiedliche Höhe der Gleichgewichtslinie im Südosten der Eiskappe zu simulieren.

### 3.3.3 Abkühlende Effekte von Gletschern

Aufgrund des Energieverbrauchs beim Phasenübergang des Wassers vom festen zum flüssigen Zustand haben Gletscher während der Schmelzperiode einen abkühlenden Effekt auf die über ihnen liegende Luft, was zu einer Inversionsschichtung in Bodennähe führen kann. Auch im Bereich der Trockenschneezone kann die Gletscheroberfläche die über ihr liegende Luft abkühlen. Hier liegt die Ursache in einer stark negativen Nettostrahlung und relativ großen Verlusten von latenter Wärme durch Sublimation. Am stärksten ist der Kühleffekt für gewöhnlich im Bereich der Gleichgewichtslinie. Dazu trägt zum einen der Kaltluftabfluss aus der Akkumulationszone bei, zum anderen erfahren die am niedrigsten gelegenen Bereiche der Ablationszone eine Erwärmung durch einen großen Fluss sensibler Wärme aus den angrenzenden Tundragebieten, wo Wolkenbedeckung und Evaporation geringer sind [Ohmura (1981)].

Umgekehrt kühlt Advektion vom Gletscher häufig das angrenzende Land ab,

---

<sup>2</sup> Die Berechnung der Höhe der Gleichgewichtslinie im Nordwesten der Eiskappe auf Basis der in dieser Arbeit verwendeten Massenbilanzdaten von 1961–98 ergab eine durchschnittliche Höhe von etwa 1150 m ü.d.M. Der Unterschied zu der bei Woo und Ohmura (1997) angegebenen Höhe von 1050 m ü.d.M. kann darin begründet liegen, dass unterschiedliche Zeiträume zur Bestimmung herangezogen wurden.

<sup>3</sup> Zu ähnlichen Ergebnissen kommen hier auch Miller et al. (1975).

---

insbesondere die unmittelbar vor dem Gletscher gelegenen Sanderflächen. Der Effekt ist jedoch schwach, da die „gletscherkalte“ Luft durch einen relativ starken fühlbaren Wärmestrom von der Bodenoberfläche schnell erwärmt wird [Woo und Ohmura (1997)].



# Kapitel 4

## Klimaänderungen und ihre Auswirkungen auf arktische Massenbilanzen

Gletscher reagieren auf Veränderungen des Klimas. In diesem Kapitel wird zunächst dargestellt, wie variabel die klimatischen Verhältnisse in der kanadischen Arktis vom Ende der letzten Eiszeit bis heute gewesen sind und welche Veränderungen die Region in den nächsten Jahrzehnten treffen könnten. Anschließend wird gezeigt, wie Massenbilanzen auf Klimaänderungen im Allgemeinen reagieren und wie dies hocharktische Eismassen wie die Devon-Eiskappe in den letzten Jahrzehnten getan haben.

### 4.1 Klimaveränderungen der letzten Jahrhunderte

Betrachtet man die Klimaveränderungen der letzten Jahrhunderte, so ist zu beachten, dass diese sowohl die neueren, nach heutigem Wissen durch den Menschen mitverursachte Veränderungen, aber auch natürliche Klimaschwankungen wie z.B. die Kleine Eiszeit einschließen. Um die neuzeitlichen Klimaveränderungen in der Hocharktis nachweisen und in ihrer Größe bestimmen zu können, stehen verschiedene Arten von Quellen zur Verfügung:

**Meteorologische Daten** sind räumlich und zeitlich nur eingeschränkt vor-

handen. Zur geringen Anzahl der dauerhaften meteorologischen Einrichtungen kommt hinzu, dass der größte Teil von diesen erst im oder nach dem 2. Weltkrieg in Betrieb genommen wurde. So sind aus dem Zeitraum vor 1940 lediglich Daten der Stationen Upernavik (Westgrönland), Isfjord Radio (Spitzbergen, heute Station *Svalbard Lufthavn*) und Fedorova (unmittelbar südlich des Severnaya Zemlya Archipels) erhältlich [Dowdeswell (1995)].

Ein knappes Jahrhundert weiter in die Vergangenheit reichen die **Logbücher** von Schiffen der Royal Navy, die auf der Suche nach der Northwest-Passage im Kanadischen Archipel unterwegs waren.

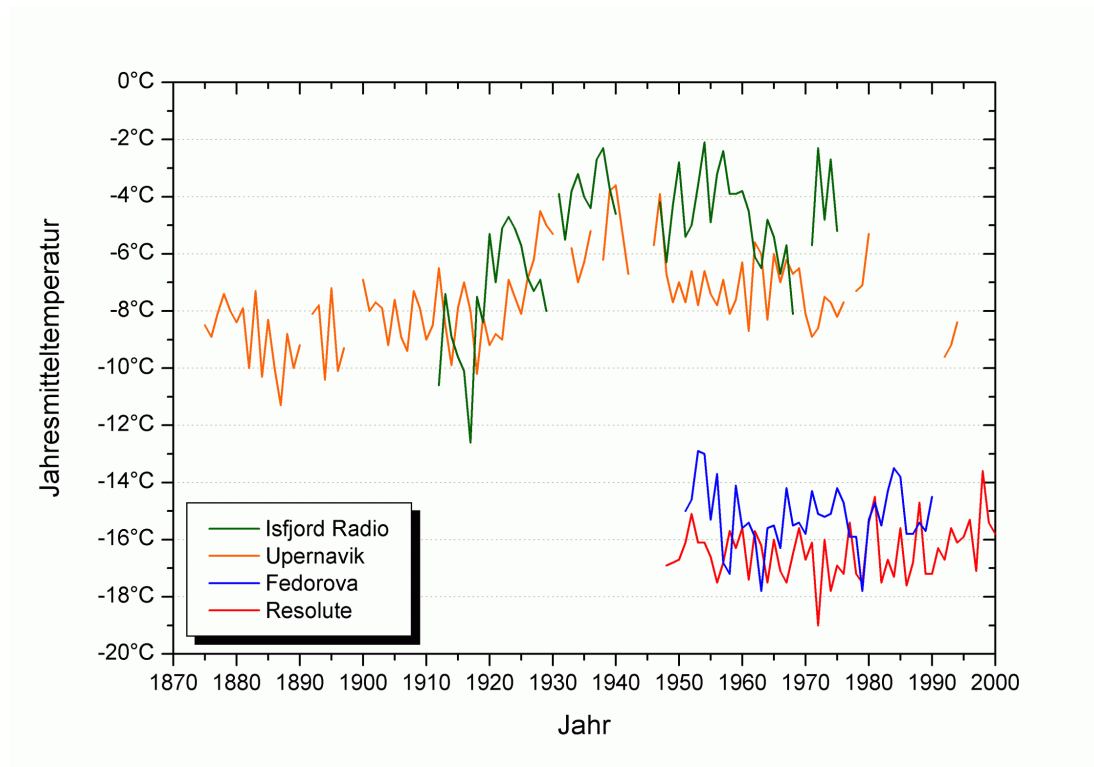
Indirekte Bestimmungen über die Veränderungen von Temperatur und Niederschlag für die letzten Jahrhunderte können zudem über die **Analyse von Schneeschächten und Eiskernen** durchgeführt werden. Als Proxydaten dienen dabei sowohl die (Sauerstoff-)Isotopenverhältnisse als auch die Zahl der Schmelzlagen in den Bohrkernen bzw. Schächten. Zeitserien der Massenbilanz eignen sich hingegen nur sehr bedingt zur Rekonstruktion vergangener Klimabedingungen, wie in Kap. 4.3.1 noch ausführlicher dargestellt wird.

#### 4.1.1 Daten von Wetterstationen

Die Dichte fester meteorologischer Stationen in der Hocharktis ist nur sehr gering, was die isolierte Lage dieser fernen, zum Teil eisbedeckten Region reflektiert. Beispielhaft für die Temperaturentwicklung in der Hocharktis seit dem Ende der Kleinen Eiszeit werden vier Stationen herangezogen: Resolute (Kanadischer Archipel), Upernavik (Westgrönland), Isfjord Radio (Spitzbergen) und Fedorova (Russland) (Abb. 4.1). Diese sollen verschiedene Regionen der Hocharktis repräsentieren, in denen die Klimaentwicklung möglicherweise nicht gleichförmig verlaufen ist. Resolute wurde aufgrund seiner Nähe zum Untersuchungsgebiet dieser Arbeit ausgewählt, die anderen Stationen zeichnen sich durch den gegenüber anderen hocharktischen Stationen vergleichsweise frühen Beginn der Datenaufzeichnung aus. Die Station Upernavik besitzt dabei mit Messungen seit Mitte der 1870er-Jahre den am weitesten zurückreichenden Datensatz.

Allen Stationen gemeinsam ist, dass man in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts keinen eindeutigen Trend ausmachen kann. Den Temperaturdaten zufolge ist es in den letzten Jahrzehnten nicht ausdrücklich wärmer geworden. Be-

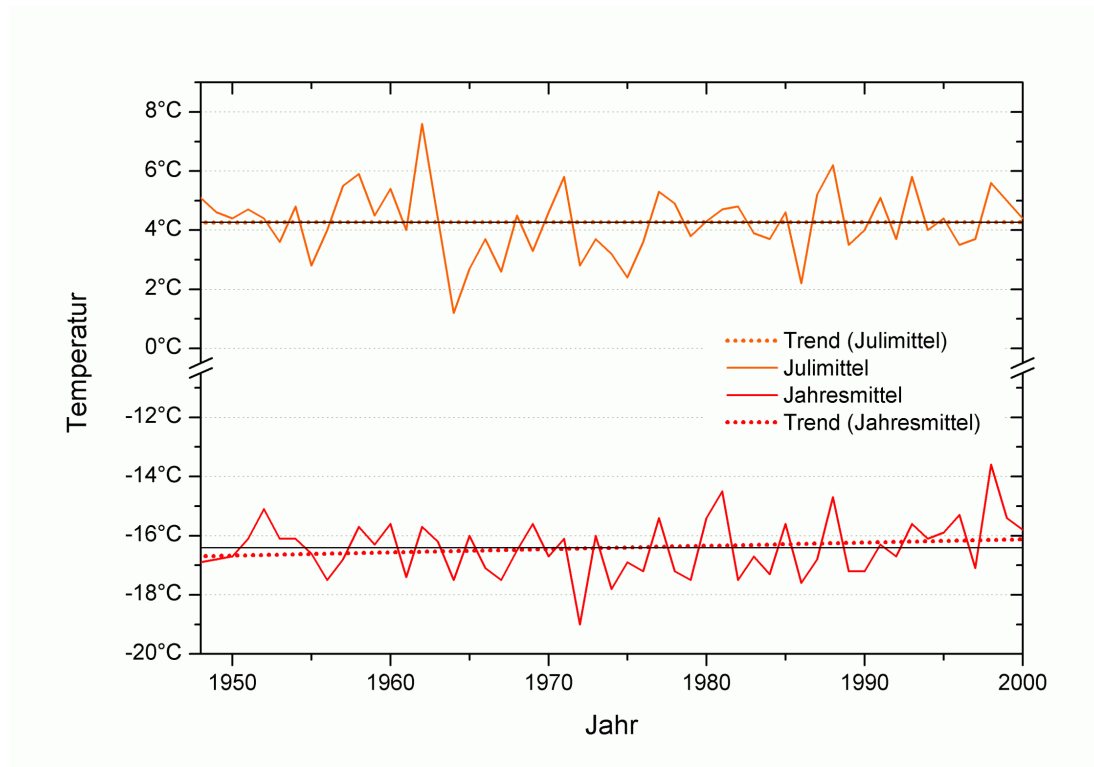




**Abbildung 4.1:** Jahresmitteltemperaturen von vier Stationen der Hocharktis: Resolute (Cornwallis Island, Kanada:  $74^{\circ}43'N$ ,  $95^{\circ}59'W$ ), Upernavik (Westgrönland:  $72^{\circ}47'N$ ,  $56^{\circ}10'W$ ), Isfjord Radio (bei Longyearbyen, Spitzbergen:  $78^{\circ}04'N$ ,  $13^{\circ}38'O$ ) und Fedorova (südlich von Severnaya Zemlya, Russland:  $77^{\circ}43'N$ ,  $104^{\circ}17'O$ ). Daten aus Arctic Climatology Project (2000).

rechnet man z.B. für die Jahresmitteltemperaturen von Resolute für den Zeitraum 1948–2000 einen linearen Trend, so ist dieser zwar leicht positiv (Abb. 4.2). Doch bereits ein weiteres Jahr mit einer außergewöhnlich warmen oder kalten Mitteltemperatur kann diesen Trend für die herrschenden Verhältnisse deutlich ändern. Zwei kalte Jahre hintereinander, deren Jahresmitteltemperatur deutlich unter dem Durchschnitt von 1948–2000, aber dennoch innerhalb der bisher aufgetretenen Bandbreite läge (also nicht kälter als die kälteste bisher gemessene Jahresmitteltemperatur sei), könnten den Trend bereits ins negative verkehren. Der Trend ist also leicht positiv, aber kritisch zu betrachten.

Bei den mittleren Julitemperaturen von Resolute ist ein solcher leicht positiver Trend nicht auszumachen. Hier ist der Trend praktisch gleich 0 (Abb. 4.2). Vergleicht man die Kurven für die Jahresmitteltemperaturen an dieser Station für die zehn jüngsten vorliegenden Jahre (1991–2000), so war es in acht von zehn Jahren wärmer als im Durchschnitt 1948–2000 (Abb. 4.2). Im Jahre 1998 wurde zudem



**Abbildung 4.2:** Jahresmittel- und mittlere Julitemperaturen an der Station Resolute (Cornwallis Island, Kanada: 74°43'N, 95°59'W) von 1948–2000. Dargestellt ist zusätzlich der lineare Trend sowie der jeweilige Mittelwert über den gesamten Zeitraum (dünne schwarze Linie). Temperaturdaten aus Arctic Climatology Project (2000) und CMC (2003).

mit  $-13,6^{\circ}\text{C}$  der höchste im Messzeitraum auftretende Wert aufgezeichnet. Die mittleren Julitemperaturen waren zum Vergleich nur in sechs von zehn Fällen wärmer als der Durchschnitt und auch die mittlere Julitemperatur aus dem Jahr 1998 war mit  $+5,6^{\circ}\text{C}$  zwar überdurchschnittlich hoch, aber doch niedriger als die der Jahre 1985, 1962, 1972, 1988 und 1993. Der wärmste Sommer war der des Jahres 1962, als die Temperatur im Juli mit im Mittel  $+7,6^{\circ}\text{C}$  um  $3,3^{\circ}\text{C}$  über dem Durchschnitt von 1948–2000 ( $+4,3^{\circ}\text{C}$ ) lag.

Gerade die Julitemperaturen sind jedoch für die Haushalte der arktischen Eismassen von besonderer Bedeutung, da aus ihnen häufig die Intensität des Sommers abgeleitet wird. Die Intensität des Sommers wiederum ist eng verbunden mit der Ablation auf der Gletscheroberfläche, während leicht erhöhte Temperaturen von Oktober bis Mai nicht zu verstärktem Schmelzen führen und somit keine Auswirkungen auf die Massenhaushalte der Gletscher haben [Dowdeswell (1995)].

Betrachtet man die Jahresmitteltemperaturen für alle vier Stationen, so zeigen diese in den vergangenen 50–80 Jahren zwar – wie oben beschrieben – keinen eindeutigen Trend, dafür aber eine große Variabilität von Jahr zu Jahr und zudem einen Wechsel von wärmeren und kälteren Perioden (vgl. Abb. 4.1). So war der Zeitraum von 1932 bis zur Mitte der 1950er-Jahre an der Station Fedorova relativ warm. Die 1960er-Jahre auf Spitzbergen waren hingegen ein relativ kühles Jahrzehnt. Ebenfalls relativ kühl, vor allem im Sommer, war der Zeitraum von 1964 bis 1977 in Resolute, danach folgten dort etwas wärmere Temperaturen. In Upernavik war die Periode von 1920–1950 überdurchschnittlich warm, danach erfolgte jedoch ein Rückgang der Jahresmitteltemperatur um etwa  $1,5^{\circ}\text{C}$ .

Eine Periode starker Erwärmung ist lediglich in den beiden Datenreihen erkennbar, die am längsten zurückreichen: an der Station Isfjord Radio und in Upernavik. Auf Svalbard stieg zwischen 1912 und 1920 die Jahresmitteltemperatur um  $4\text{--}5^{\circ}\text{C}$  an. Da vor 1912 dort keine Daten aufgezeichnet wurden, ist allerdings nicht erkennbar, ob es sich bei den extrem niedrigen Werten von 1912 und in den vier Jahren von 1914–1917 nur um einen zwischenzeitlichen Temperaturrückgang handelt, oder ob dies das Ende einer längeren kälteren Periode, z.B. der Kleinen Eiszeit darstellt. Die Daten aus Upernavik, die bis 1875 zurückreichen, unterstützen die Hypothese, dass es in den Jahrzehnten *vor* 1920 in der Hocharktis deutlich kälter gewesen ist, und dass somit die Kleine Eiszeit in dieser Region um das Jahr 1920 herum ihr Ende nahm. Die Temperaturdaten aus dem letzten Viertel des 19. Jahrhunderts verglichen mit den Werten 100 Jahre später zeigen, dass es im 20. Jahrhundert eine Erhöhung der Jahresmitteltemperatur von  $2^{\circ}\text{C}$  gegeben hat. Besonders stark war dabei mit  $3,5^{\circ}\text{C}$  der Anstieg in den zehn Jahren um 1920.

Bei beiden Stationen fällt allerdings auch auf, dass der Anstieg der Sommertemperaturen in den besprochenen Zeiträumen deutlich geringer ausgefallen ist. Die mittleren Julitemperaturen zeigen in den oben genannten Zeiträumen zwar ebenfalls Anstiege, doch diese nehmen von der Größenordnung nur etwa 20–40% der Veränderung der Jahresmitteltemperaturen ein. Das hat, wie bereits oben beschrieben, insoweit Auswirkungen auf die Massenhaushalte der Gletscher, als sich diese nicht in dem Maße verändert haben dürften, wie es der Anstieg der Jahresmitteltemperaturen vermuten ließe [Dowdeswell (1995)].

Bisherige Arbeiten, wie die von Walsh und Chapman (1990), die sich mit

Zeitreihen meteorologischer Daten aus der kanadischen Arktis beschäftigen, unterstützen die oben dargestellten Aussagen. Zusammenfassend bleibt festzuhalten, dass die vorhandenen Daten der meteorologischen Stationen eine große jährliche und jahrzehnteweise Variabilität, also ein sehr starkes Rauschen zeigen. Außerdem zeigen die Daten einiger Stationen sowohl eindeutig wärmere wie eindeutig kältere Abschnitte während des 20. Jahrhunderts. Dabei liegen die Abschnitte größter Erwärmung in einer Zeit, in der man dem anthropogenen Einfluss noch keinen großen Stellenwert einräumt. Vor diesem Hintergrund der andauernden klimatischen Variabilität, die offensichtlich immer auch schon natürliche Ursachen gehabt haben kann, muss man eine Diskussion um einen anthropogen hervorgerufenen Klimawandel sehen.

#### **4.1.2 Meteorologische Daten aus Logbüchern**

Obwohl es im Bereich der kanadischen Arktis im 19. Jahrhundert noch keine festen meteorologischen Stationen gab, existieren doch Aufzeichnungen von meteorologischen Messungen, die Hinweise auf das Klima zum Ende der Kleinen Eiszeit geben können: die Logbücher von Schiffen der Royal Navy. Große Teile der Hocharktis sind erst im 19. Jahrhundert entdeckt und erforscht worden. Manche Gebiete, wie z.B. der Nordpol, wurden sogar erst Mitte des 20. Jahrhunderts vom Menschen erreicht.<sup>1</sup> Die Entdeckungsgeschichte der kanadischen Arktis war entscheidend von zwei großen Suchen beherrscht: der nach der Northwest-Passage selbst und der nach Sir John Franklin, Kapitän der Royal Navy, und seiner Mannschaft, die ihrerseits auf der Suche nach einem schiffbaren Weg vom Atlantischen zum Pazifischen Ozean nördlich des nordamerikanischen Festlandes verschollen waren. Aus diesen Gründen überwinterten in den vierzig Jahren zwischen 1819 und 1859 mehr als 25 Schiffe im Bereich der kanadischen Arktis. Durch das Festfrieren im stabilen Winter-Meereis konnten – gezwungenermaßen – systematische meteorologische Beobachtungen an einem festen Standort durchgeführt werden [Grove (1988)]. Dowdeswell und Barr [1995, zitiert nach Dowdeswell (1995)] haben diese Logbücher analysiert. Darin wurden täglich mehrmals durchgeführte Messungen von Temperatur, Luftdruck, Windrichtung und -geschwindigkeit so-

---

<sup>1</sup> Zwar haben sowohl Robert Peary als auch Frederik Cook jeweils für sich reklamiert, den Nordpol bereits im Jahr 1909 erreicht zu haben. Nach heutigen Erkenntnissen erscheint es jedoch am wahrscheinlichsten, dass keiner von beiden je bis an den Nordpol gelangt ist.

**Tabelle 4.1:** Mittlere Tagesmaximumtemperaturen im Juli in der Region von Resolute für verschiedene Zeiträume.

Zeitraum	mittl. Tagesmaximum im Juli	Datenquelle
1849-59	$+4,8 \pm 1,4^{\circ}\text{C}$	Dowdeswell (1995)
1948-63	$+7,5 \pm 1,3^{\circ}\text{C}$	Dowdeswell (1995)
1964-76	$+6,0 \pm 1,6^{\circ}\text{C}$	Dowdeswell (1995)
1991-00	$+7,3 \pm 0,8^{\circ}\text{C}$	eigene Berechnung nach Daten des MSC*

\*Meteorological Service of Canada

wie gelegentlich auch Niederschlag aufgezeichnet. Die Reproduzierbarkeit dieser Daten ist erstaunlich hoch: Die Messinstrumente wurden jeweils in einiger Entfernung vom Schiff und vom Boden abgehoben aufgebaut sowie abgeschattet. So ergab ein Vergleich von Daten zweier nebeneinander im Eis eingeschlossener Schiffe aus dem Winter 1852/53 auch eine gute Übereinstimmung der Messdaten [Dowdeswell (1995)]. Von besonders großer Bedeutung aus Sicht von Massenbilanzstudien sind jedoch die Sommertemperaturen. Auch hier bietet sich ein interessanter Vergleich an: Es liegen dabei Julitemperaturdaten von zehn Schiffen vor, die im Zeitraum zwischen 1849 und 1859 im Meereis festgingen, und zwar alle in relativer Nähe der heutigen Wetterstation Resolute auf Cornwallis Island [Bradley und England (1978)]. Die mittleren Juli-Tagesmaxima für die zehn Schiffe, deren Positionen maximal 1,5 Breitengrade auseinanderlagen, betragen im Schnitt  $+4,8 \pm 1,4^{\circ}\text{C}$ . Vergleicht man diesen Wert mit Datenaufzeichnungen der letzten Jahrzehnte, so stellt man fest, dass nur einmal im Zeitraum von 1948 bis 1976 ein Wert unterhalb dieses Mittels lag [Dowdeswell (1995)]. Ebenso lagen alle Werte für die 1990er-Jahre darüber. Mitteltemperaturen jüngerer Zeitabschnitte liegen im Schnitt etwa  $1\text{--}2,5^{\circ}\text{C}$  über dem Mittel aus der Mitte des 19. Jahrhunderts (vgl. Tab. 4.1). Die Logbuchdaten unterstützen also die Annahme, dass zwar mit dem Ende der Kleinen Eiszeit ein deutlicher Temperatursprung in der kanadischen Arktis stattgefunden hat, aber seit der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts kein eindeutiger Trend mehr zu verzeichnen ist.

### 4.1.3 Daten aus Eiskernen

Die in den vorherigen Abschnitten beschriebenen Entwicklungen des Klimas während der letzten 150 Jahre reichen möglicherweise noch nicht aus, um das der-

zeitige Verhalten der Gletscher (insbesondere der größeren) vollständig erklären zu können. Der Grund hierfür liegt in der stark verzögerten Reaktion großer Gletscher auf selbst länger zurückliegende Klimaveränderungen (vgl. hierzu auch Kap. 4.3.1). Die Klimaveränderungen der letzten Jahrzehnte müssen daher in einen größeren zeitlichen Kontext gebracht werden, was z.B. mit Hilfe von Eiskernen geschehen kann, aus denen sich Informationen auch über viele tausend Jahre zurückliegende Klimaveränderungen gewinnen lassen können.

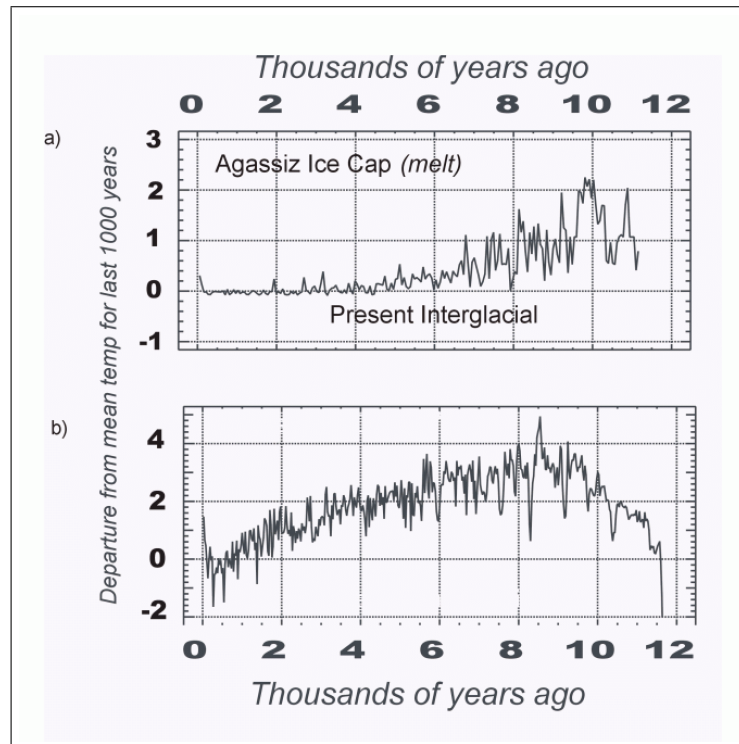
In dem Versuch, den auch in der kanadischen Hocharktis extrem warmen Sommer von 1998 in die längerfristige Entwicklung einzuordnen, beschreibt Koerner (2001) die Daten von zwei auf der Agassiz-Eiskappe (nördliches Ellesmere Island) gebohrten Eiskernen. In den Eiskerndaten ist zu erkennen, dass es vor der Phase relativ stabiler Temperaturen in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts eine 150 Jahre andauernde Phase der Erwärmung gab, die das Ende der Kleinen Eiszeit markiert (Abb. 4.3). Verfolgt man aber die Entwicklung weiter zurück bis zum Ende der letzten Eiszeit, so stellt man fest, dass es direkt nach dem Ende der Wisconsin-Eiszeit<sup>2</sup> eine deutlich wärmere Phase als die heutige gegeben hat. Damals herrschten Temperaturen, die in der Größenordnung von 2–3°C wärmer waren als heute. Von da an sanken die Temperaturen dann relativ stetig bis eben zum Ende der Kleinen Eiszeit. Zu diesem Zeitpunkt waren die Gletscher auf ihrem größten Stand seit 10.000 Jahren. Diese Tatsache könnte dazu führen, dass eine Klimaerwärmung, auf die auf Basis von abgeschmolzenen und abschmelzenden Eismassen geschlossen wird, möglicherweise überschätzt wird [Koerner (2001)]. Auf diese Problematik der klimatischen Interpretation von Gletscherschwankungen wird nochmals gesondert in Kap. 4.3.1 hingewiesen.

## 4.2 Zukünftige Klimaveränderungen

Der IPCC-Bericht *Climate Change 2001: The Scientific Basis* [Houghton et al. (2001)] ist die derzeit wohl umfassendste aktuelle wissenschaftliche Bewertung vergangener, derzeitiger und zukünftiger Klimaveränderungen. Um eine Vorstellung zu geben, in welchen Größenordnungen sich das Klima in den nächsten Jahrzehnten im Bereich der kanadischen Arktis verändern könnte, werden in diesem Abschnitt einige Aspekte aus diesem Bericht zitiert. Die Darstellung möglicher zu-

---

<sup>2</sup> Die Wisconsin-Eiszeit in Nordamerika entspricht der Weichsel-Eiszeit in Europa.



**Abbildung 4.3:** Eisbohrkerndaten der Agassiz-Eiskappe. Oben (a): Temperatur-Proxydaten auf Basis der Daten von Eislagen, die aus an der Oberfläche geschmolzenem Schnee entstanden sind. Unten (b): Temperatur-Proxydaten auf Basis der Analyse des Sauerstoffisotopenverhältnisses. Quelle: Koerner (2001).

künftiger Klimaänderungen erfolgt darin auf Basis verschiedener angenommener Emissionsszenarien (SRES) und versucht die teilweise differierenden Ergebnisse der verschiedenen weltweit genutzten Klimamodelle gegeneinander abzuwägen. Die wichtigsten Ergebnisse für diese Arbeit seien im Folgenden kurz zusammengefasst:

### Projektionen der Temperatur und des Niederschlags unter verschiedenen SRES-Szenarien

Die globale Durchschnittstemperatur könnte im Zeitraum von 1990 bis 2100 zwischen 1,4 und 5,8°C ansteigen. Diese Rate ist größer als die bisher im 20. Jahrhundert beobachteten Veränderungen. Paläoklimadaten lassen außerdem vermuten, dass eine solch starke Erwärmung beispiellos für die letzten 10.000 Jahre ist. Die neuesten globalen Modellsimulationen deuten an, dass nahezu alle Landflächen einer überdurchschnittlichen Erwärmung ausgesetzt sein werden. Ganz besonders

gilt dies für die hohen Breiten der Nordhalbkugel während der Wintermonate (vgl. dazu auch Abb. 4.4(a)).

Alle einbezogenen Modelle kommen zu dem Ergebnis, dass im Norden Nordamerikas sowie in Nord- und Zentralasien die Erwärmung um mehr als 40% stärker ausfallen könnte als im globalen Mittel. Hingegen wäre die Erwärmung in Süd- und Südostasien im Sommer sowie im südlichen Südamerika im Winter unterdurchschnittlich.

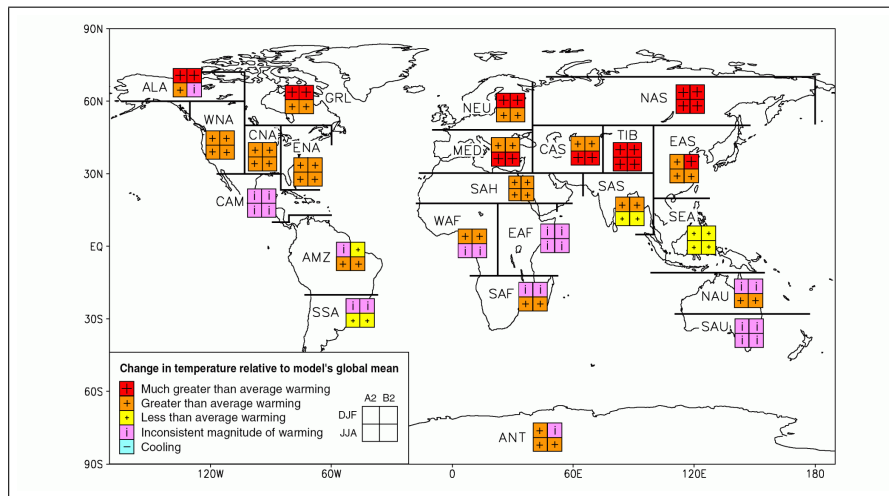
Beim Niederschlag wird von einem globalen Anstieg während des 21. Jahrhunderts ausgegangen. Insbesondere während der kalten Jahreszeit in den hohen Breiten auf beiden Seiten der Erdkugel wird mit einem überdurchschnittlich starken Anstieg des Niederschlags gerechnet. In den niederen Breiten findet man sowohl Anstiege wie auch Rückgänge der Niederschlagsraten (Abb. 4.4(b)). In den meisten Fällen sollen mit dem Anstieg des Niederschlags auch seine jährlichen Variationen zunehmen.

Für das Gebiet der Devon-Eiskappe, die in diesen Projektionen der Region Grönland zugerechnet wird, ergibt sich damit folgendes Bild: Die Temperatur nimmt im Winter stark zu, der Anstieg ist dabei um mehr als 40% größer als im globalen Durchschnitt (von angenommenen 1,4–5,8°C). Im Sommer liegt der Anstieg ebenfalls über dem globalen Durchschnitt, wenn auch nicht mehr ganz so stark. Der Niederschlag könnte in der Region um 5–20% ansteigen, im Winter möglicherweise sogar noch darüber.

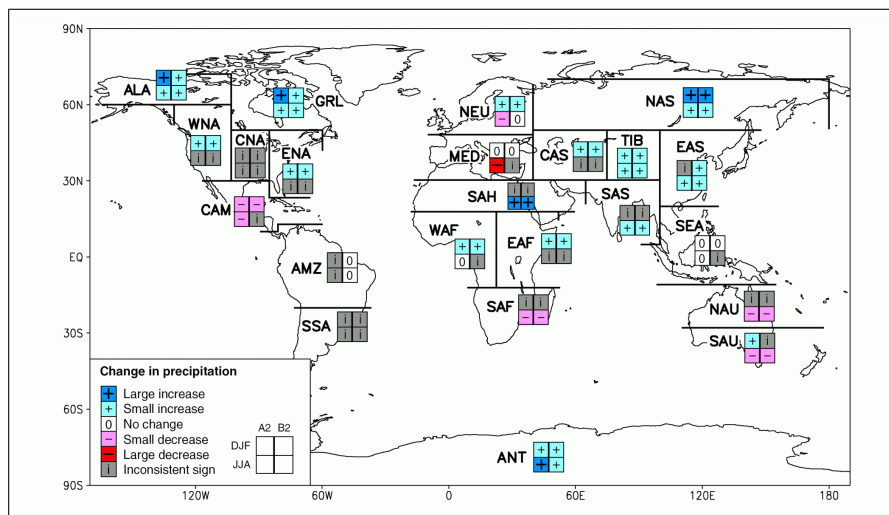
## 4.3 Klimaveränderungen und Massenbilanzen

In diesem Kapitel wird auf die Wechselbeziehungen zwischen Veränderungen des Klimas und dem Massenhaushalt der Gletscher eingegangen. Zunächst werden dabei mögliche Schwierigkeiten bei der klimatischen Interpretation von Gletscherschwankungen vorgestellt. Daraufhin folgt eine Darstellung der Entwicklung arktischer Massenbilanzen während der letzten Jahrzehnte.





(a)



(b)

**Abbildung 4.4:** Analyse der Übereinstimmung zwischen den Prognosen von neun Klimamodellen bzgl. regionaler relativer Erwärmung (gegenüber dem globalen Mittel) (a) bzw. regionalen Niederschlagsänderungen (b). Temperaturklassifizierung: Übereinstimmung bei Erwärmung mehr als 40% über dem globalen Mittel ('*Much greater than average warming*'), Erwärmung größer als im globalen Mittel ('*Greater than average warming*'), Erwärmung geringer als im globalen Mittel ('*Less than average warming*'), oder keine Übereinstimmung zwischen den Modellen. Eine Abkühlung tritt in den Modellen nicht auf. Niederschlagsklassifizierung: Übereinstimmung bei Anstieg um mehr als 20% ('*Large increase*'), Anstieg zwischen 5 und 20% ('*Small increase*'), Veränderung von  $\pm 5\%$  ('*No change*'), Abnahme zwischen 5 und 20% ('*Small decrease*'), Abnahme mehr als 20% ('*Large decrease*'), oder keine Übereinstimmung ('*Inconsistent sign*'). Als Übereinstimmung gilt, wenn sieben der neun Modelle das gleiche Ergebnis liefern. Quelle: Giorgi und Hewitson (2001).

### 4.3.1 Zur klimatischen Interpretation von Gletscherschwankungen

Immer wieder werden Gletscher als „Klimazeugen“ oder „Klimaindikatoren“ bezeichnet. Diese ihnen zugesprochene Aussagekraft bzgl. des Klimas und seiner Veränderungen beruht dabei auf zwei verschiedenen Untersuchungsansätzen: zum einen der physikalisch-chemischen Analyse von Eiskernen zumeist größerer Eiskappen und der Eisschilde, zum anderen auf der Beobachtung von Volumen- und Längenänderungen zumeist kleinerer Eismassen.

Die Analyse von Eiskernen, wie sie aktuell z.B. auch von europäischen Forschergruppen im Rahmen des EPICA-Projekts an zwei Standorten in der Antarktis gebohrt werden [Jouzel et al. (1996)], erlaubt dabei durch die Bestimmung des Sauerstoffisotopenverhältnisses inzwischen eine Rekonstruktion des Klimas bis tief in das Pleistozän hinein und bietet zudem die Möglichkeit, vergangene Temperaturschwankungen mit Daten über die damalige Zusammensetzung der Atmosphäre, z.B. der Konzentration von Treibhausgasen, zu verbinden. Tatsächlich kann man mit Recht die polaren Eisschilde Grönlands und der Antarktis als die wichtigsten Klimaarchive der Erde bezeichnen.

Einem noch breiteren Publikum bekannt sind die Bilder „verschwindender“ Alpengletscher, deren Abschmelzen man allgemein einer Klimaerwärmung während der letzten 150 Jahre zuschreibt. In diesem Fall versucht man, aus dem aktuellen Verhalten kleinerer Eismassen Aussagen über rezent ablaufende Klimaveränderungen abzuleiten. Häufig spricht man dabei von einem „Rückzug“ der Gletscher. Selbstverständlich zieht sich ein Gletscher aber nicht zurück, sondern schmilzt ab, aber deutlich wird durch diese Aussage, dass man *Längen*veränderungen der Gletscher auf Änderungen des Klimas zurückführt.

Dabei muss man jedoch vorsichtig sein. Zwar machen Längendaten von Gletschern aus allen Teilen der Welt deutlich, dass – von Ausnahmen abgesehen – der Rückzug kleinerer Eismassen ein weltweites Phänomen ist, auch wenn etwa 95% der Gletscherlängendaten aus Europa stammen [Oerlemans (2001)]. Aber selbst innerhalb Europas ist das Bild nicht eindeutig, so stoßen in Norwegen einige (nicht alle!) Gletscher seit mehreren Jahrzehnten vor. In den Alpen ist das Bild ebenfalls nicht immer eindeutig. Eine Gletscherbewegung muss auch nicht unbedingt klimatische Ursachen haben (z.B. beim *surging*). In den letzten Jahren wurden

die Anstrengungen verstärkt, von möglichst allen vergletscherten Gebieten der Erde repräsentative Daten zu sammeln [Haeberli (1998)].

### Reaktionszeit von Eisrandlagen auf Klimaveränderungen

Zwischen einer Klimaveränderung und einer daraus resultierenden Veränderung der Lage des Eismassen- bzw. Gletscherterminus herrscht immer eine gewisse Zeitverzögerung. Dies liegt u.a. daran, dass die Änderungen der spezifischen Massenbilanz mit nur begrenzten Geschwindigkeiten gletscherabwärts übertragen werden. Die Auswirkung einer Klimaveränderung erreicht den Eismassenrand erst nach einer gewissen Zeit und die Position des Gletscherterminus ist daher ein gewichtetes Mittel vergangener Klimaveränderungen während des Zeitintervalls  $T_m$ , über das hinaus keine Klimasignale mehr auf den Gletscher wirken.  $T_m$  ist dann die Zeit, die für die exponentielle, asymptotische Annäherung an einen neuen Gleichgewichtszustand nach einer gegebenen Klimaveränderung benötigt wird [Jóhannesson et al. (1989)]. Nach Jóhannesson et al. (1989) ist

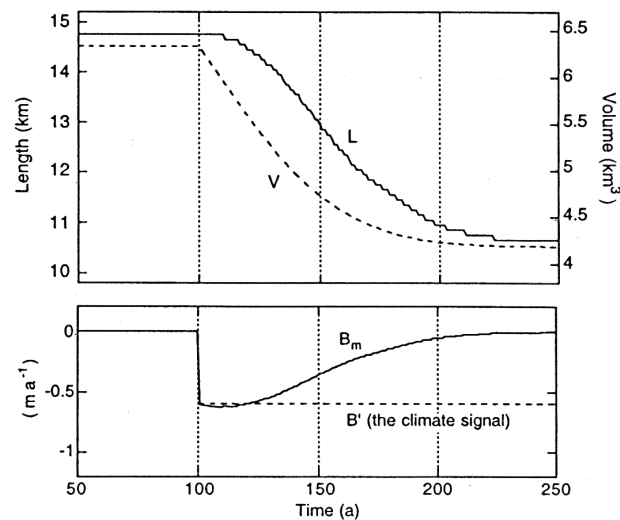
$$T_m = h/(-b_t) \quad , \quad (4.1)$$

wobei  $h$  gleich der maximalen Gletscherdicke ist und  $b_t$  die (negative) Massenbilanz am Gletscherterminus.

Für viele arktische Talgletscher ergeben sich so Reaktionszeiten in der Größenordnung von  $10^2$  Jahren. Größere Eiskappen wie die von Devon Island, deren Eis mehrere hundert Meter dick sein kann und deren Massenverlust an den Rändern relativ klein ist, haben dementsprechend eine wesentlich längere Reaktionszeit von einigen hundert Jahren und mehr.

### Spezifische Massenbilanz als Klimaindikator

Das Problem der Nutzung von Eisrandlagen als Klimaindikatoren liegt also darin, dass sich das Klimasignal erst nach langer Zeit in den Eisrandlagen widerspiegelt und die derzeitigen Eisrandlagen auch das Ergebnis länger zurückliegender Klimaveränderungen sein können. Dies gilt umso mehr, je größer die Eismasse ist. Im Gegensatz dazu reagiert die mittlere spezifische Massenbilanz *direkt* auf die jeweils herrschenden klimatischen Verhältnisse. Zumindest gilt dies für die kurzzeitigen, z.B. jährlichen Schwankungen im Massenhaushalt. Betrachtet man



**Abbildung 4.5:** Berechnete Reaktion des Nigardsbreen auf eine plötzliche Veränderung des Massenbilanzprofils. Erklärung siehe Text. Quelle: Oerlemans (2001).

längere Zeitskalen, muss man aber auch hier vorsichtig sein, denn ein Teil des langfristigen Signals kann auch auf Veränderungen der Gletschergeometrie zurückzuführen sein [Haeberli (1994)]. Oerlemans (2001) illustriert dies an einem einfachen Beispiel: Dabei geht er davon aus, dass ein Gletscher in einem stabilen Zustand mit ausgeglichener Massenbilanz einer plötzlichen Klimaveränderung ausgesetzt ist, und somit seine Massenbilanz schlagartig negativ wird. Mit Hilfe eines einfachen Modells des Nigardsbreen in Norwegen (vgl. Abb. 4.5) zeigt er, dass sich aufgrund der negativen Massenbilanz das Volumen ( $V$ ) des Gletschers sofort, seine Länge ( $L$ ) aber erst nach einer gewissen Zeit ändert. Sobald sich die Geometrie des Gletschers ändert, wird dann aber die tatsächliche Massenbilanz ( $B_m$ ) von der auf Basis der neuen Klimabedingungen errechneten ( $B'$ ) abweichen. Schließlich, wenn sich seine Geometrie auf die veränderten Klimaverhältnisse eingestellt hat, wird der Gletscher zwar deutlich kleiner geworden, die Massenbilanz dann aber wieder ausgeglichen sein. Dieses Beispiel zeigt die Gefahr, im Gelände gemessene Massenbilanzwerte als Klimaindikatoren zu nutzen: Würde ein Glaziologe z.B. zwischen den Jahren 140 bis 160 des Beispiels aus Abb. 4.5 den Massenhaushalt bestimmen, so könnte er aufgrund der zunehmend positiver werdenden gemessenen Massenbilanz darauf schließen, dass das Klima kälter wird, obwohl diese Entwicklung ausschließlich auf die dynamische Anpassung des Gletschers zurückzuführen ist. Die spezifische Bilanz eines Gletschers sagt also nicht unbedingt etwas über die klimatischen Verhältnisse aus, denen er ausgesetzt ist,

sondern letztendlich nur darüber, ob der Gletscher an Masse gewinnt oder verliert. Dies ist zu beachten, wenn in den folgenden Abschnitten die Entwicklung der Massenbilanzen ausgewählter arktischer Eismassen vorgestellt wird.

### 4.3.2 Entwicklung arktischer Massenbilanzen

#### Verfügbarkeit von Massenbilanzdaten

Trotz zunehmender Bemühungen existieren noch immer große Lücken im Inventar der weltweiten Gletscher, vor allem hinsichtlich ihrer Ausdehnung und Typen. Nur ein kleiner Teil unter ihnen ist bisher vermessen worden und über die tatsächliche Bedeckung der Erdoberfläche mit Eis muss man sich nach wie vor mit Schätzungen behelfen. Um diesem Zustand Abhilfe zu schaffen, wurde bereits in den 1970er-Jahren mit der Einrichtung des *World Glacier Inventory* begonnen. Diese Datenbank des *National Snow and Ice Data Center*<sup>3</sup> enthält Informationen über mehr als 67000 Gletscher. Dadurch sind bis heute einige Gebiete Europas, Nordamerikas und Asiens recht gut abgedeckt, während anderswo noch viele weiße Flecken existieren. Auch in der kanadischen Arktis sind nur Gletscher auf Axel Heiberg und Ellesmere Island inventarisiert, während in den anderen Gebieten wie z.B. auf Devon Island keine Eismassen in dieser Datenbank verzeichnet sind. Die Weiterentwicklung der Fernerkundung zu einem hocheffizienten Werkzeug (auch) der glaziologischen Forschung mündete gegen Ende der 90er-Jahre in dem Aufbau des internationalen Forscherverbundprojekts GLIMS<sup>4</sup>, das sich zum Ziel gesetzt hat, mit Hilfe von Satellitendaten (vor allem des ASTER-Sensors) ein vollständiges globales Gletscherinventar zu schaffen.

Für die Untersuchung bestimmter Fragestellungen, wie der nach dem Ausmaß eines möglichen Meeresspiegelanstiegs durch das Abschmelzen von Eismassen, reichen reine Inventare der Gletscherflächen jedoch nicht aus. Hier sind zusätzlich Daten der Massenbilanzen der betreffenden Eismassen notwendig, und zwar möglichst als eine Funktion der Höhe. Obwohl verschiedene Organisationen und Forschergruppen an einer Reihe von Gletschern regelmäßige Messungen des Massenhaushalts vornehmen und ihre Daten zumindest teilweise über den

<sup>3</sup> vgl. auch <http://www.nsidc.org>

<sup>4</sup> GLIMS = **G**lobal **L**and **I**ce **M**easurements from **S**pace, Leitung: U.S. Geological Survey (USGS). Vgl. auch <http://www.glims.org>.

*World Glacier Monitoring Service* (WGMS)<sup>5</sup> zugänglich sind, so sind doch bisher erst etwa 300 Gletscher in diese Messungen einbezogen. In manchen Fällen decken die Massenbilanzdaten dabei auch nur kurze Zeiträume ab und zusätzlich sind die unter maritimen Einfluss stehenden Gletscher darin überproportional stark vertreten [Braithwaite (2002)]. Dies ist ein mitentscheidender Grund dafür, warum auch zukünftig für die Untersuchung der Wechselwirkungen zwischen Klima und Kryosphäre und insbesondere für die Abschätzung der weltweiten Gletscher-Massenbilanzen Modelle eine wichtige Rolle spielen werden.

Die Informationen über die in der Datenbank des WGMS aufgeführten Gletscher werden in Abständen von etwa zwei Jahren im so genannten *Glacier Mass Balance Bulletin* veröffentlicht [Haeberli et al. (2001)]. Die Devon-Eiskappe ist darin nicht aufgenommen; der einzige Vertreter aus dem Bereich der Queen Elizabeth Islands ist der White-Gletscher auf Axel Heiberg Island. Daher ist man bei Massenbilanzstudien in der Arktis auf weitere Informationsquellen angewiesen.

### **Verteilung und Länge von arktischen Massenbilanzdatensätzen**

Für den Bereich der gesamten Arktis existieren Zeitreihen für über 40 Gletscher und Eiskappen außerhalb Grönlands. Im Bereich der Hocharktis entfallen diese fast ausschließlich auf den Kanadischen Archipel, Svalbard und Severnaya Zemlya. Südlich von 70°N stammen die Daten von Gletschern Alaskas, Islands, Norwegens, Schwedens und des Urals. Die Länge der Datensätze ist unterschiedlich lang und reicht von wenigen Jahren bis zu knapp 60 Jahren. Die längste durchgehende Zeitreihe stammt vom Storglaciären in Schweden, wo seit 1945/46 Massenbilanzmessungen durchgeführt werden [Holmlund et al. (1996)].

Im Bereich der Queen Elizabeth Islands finden regelmäßige Massenbilanzmessungen seit dem Jahre 1959 statt, als sie auf der Meighen-Eiskappe und dem White-Gletscher auf Axel Heiberg Island begonnen wurden. Im Jahr 1961 folgten Messungen auf der Devon-Eiskappe, 1964 auf der südlichen Eiskappe von Melville Island. Während der White-Gletscher, wie bereits oben erwähnt, in der Datenbank des WGMS aufgenommen ist, haben die anderen drei Eismassen auch durch ihre Aufnahme in das kanadische *National Glaciology Program* (NGP) große Bedeutung. Schließlich werden seit 1977 Massenbilanzmessungen auf der Agassiz-

<sup>5</sup> vgl. auch <http://www.geo.unizh.ch/wgms/> .

Eiskappe im Norden von Ellesmere Island durchgeführt [Jania und Hagen (1996)]. Kürzere Aufzeichnungen existieren außerdem vom John-Evans-Gletscher, dem Drambuie-Gletscher und dem Ward-Hunt-Eisschelf [Koerner (2001)].

Archive und Analysen arktischer Massenbilanzdaten bis einschließlich des Jahres 1995 finden sich u.a. bei Dowdeswell et al. (1997) und Jania und Hagen (1996). Eine umfassendere Sammlung weltweit existierender Massenbilanzdaten findet man z.B. bei Cogley und Adams (1998). Noch mehr Daten als dort sind bei Braithwaite (2002) zusammengestellt. Den aktuell besten Überblick und die detailliertesten Informationen aber gibt Dyurgerov (2002). Dort findet man unter den Daten von 81 Gletschergebieten auch höhenabhängige Massenbilanzdaten der Eiskappe von Devon Island vom Beginn der Messungen im Jahr 1961 bis zum aktuellsten veröffentlichten Jahr 1998. Diese Daten für die Devon-Eiskappe wurden in dieser Arbeit genutzt und sind im Anhang zusammengestellt (vgl. Anhang A). Zukünftige Aktualisierungen der Massenbilanzdaten werden auf der Webseite der *International Arctic Science Committee's glacier working group* (MAGICS)<sup>6</sup> zu finden sein.

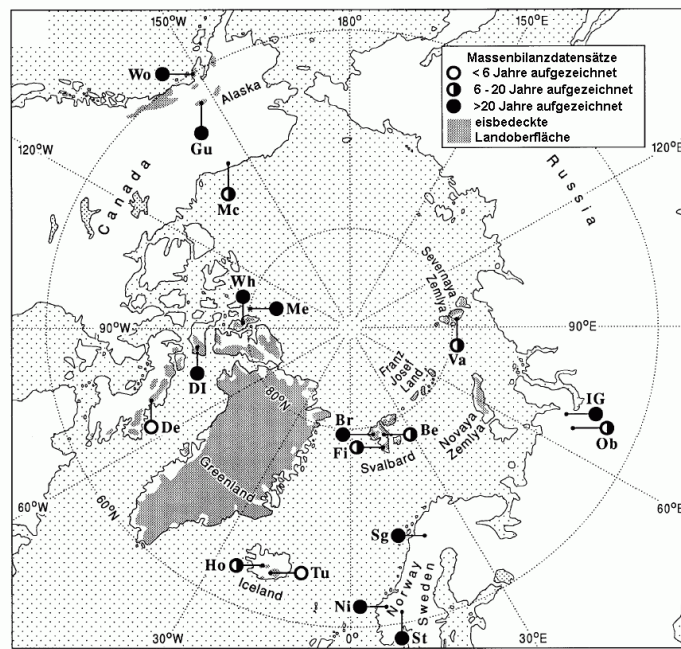
### Entwicklung der Massenbilanzen während der letzten Jahrzehnte

Achtzehn möglichst repräsentative arktische Gletscher haben Dowdeswell et al. (1997) ausgesucht, um Zusammenhänge zwischen Klimaentwicklung und Massenbilanzen aufzuzeigen (Abb. 4.6). Dabei ziehen sie u.a. folgende Schlussfolgerungen:

- Obwohl die jährliche Variabilität der einzelnen gemessenen Massenbilanzen sehr groß ist, lässt sich feststellen, dass die Nettobilanzen der meisten arktischen Gletscher während der vergangenen Jahrzehnte deutlich negativ waren. Mehr als 80% aller Zeitreihen zeigen eine negative mittlere Nettobilanz. Lediglich in den ozeanisch geprägten Regionen Skandinaviens und in Island scheinen vereinzelte Gletscher aufgrund erhöhten Niederschlags in den letzten Jahrzehnten an Masse zugenommen haben.
- Nur wenige Massenbilanzzeitreihen zeigten während der letzten Jahrzehnte signifikante Trends. Es lässt sich daher nicht eindeutig sagen, ob sich eine

---

<sup>6</sup> zu finden unter <http://www.magicclimate.org> .



**Abbildung 4.6:** Ausgewählte Standorte von Massenbilanzmessungen in der Arktis. Quelle: verändert nach Dowdeswell et al. (1997). Wo: Wolverine Glacier, Alaska – Gu: Gulkana Glacier, Alaska – Mc: McCall Glacier, Alaska – Wh: White Glacier, Axel Heiberg Island – Me: Meighen Ice Cap – DI: Devon Island Ice Cap – De: Decade Glacier, Baffin Island – Ho: Hofsjökull, Island – Tu: Tungnaarjökull, Island – Ni: Nigardsbreen, Norwegen – St: Storbreen, Norwegen – Sg: Storglaciären, Schweden – Br: Austre Brøggerbreen, Svalbard – Fi: Finsterwalderbreen, Svalbard – Be: Bertilbreen, Svalbard – Va: Vavilov-Eisdome, Severnaya Zemlya – IG: IGAN-Gletscher, Polarur – Ob: Obruchev-Gletscher, Polarur.

möglicherweise vom Menschen mitverursachte Erwärmung der Erdoberfläche auf die Massenbilanzen der arktischen Gletscher ausgewirkt hat. Aus dem insgesamt komplexen Bild sticht dabei hervor, dass verstärkt negative Bilanzen im nördlichen Alaska verstärkt positiven Bilanzen in Norwegen und Island gegenüberstehen.

Die Eismassen der kanadischen Arktis passen in dieses Bild. Um die Auswirkungen des in der kanadischen Arktis überdurchschnittlich warmen Sommers 1998 auf die dortigen Massenbilanzen zu untersuchen, hat Koerner (2001) die drei NGP-Gletscher einer genaueren Betrachtung unterzogen. Dabei stellte er fest, dass lediglich auf der südlichen Eiskappe von Melville Island ein eindeutiger Trend hin zu stärker negativen Massenbilanzen auszumachen ist. Er weist dies ursächlich der Lage der Melville-Insel zu, die als westlichstes aller Untersuchungsgebiete am Rande einer Erwärmungszone in der westlichen kanadischen Arktis und dem nördlichen Alaska liegt, während die östliche kanadische Arktis in den letzten



Jahrzehnten keine eindeutige Temperaturerhöhung erfahren hat. Dies belegen auch die in Kap. 4.1.1 bereits dargestellten Temperaturaufzeichnungen der Station Resolute. Dementsprechend zeigen die beiden anderen NGP-Gletscher wie auch der White-Gletscher auf Axel Heiberg Island weder in der Winter- noch in der Sommermassenbilanz signifikante Trends.

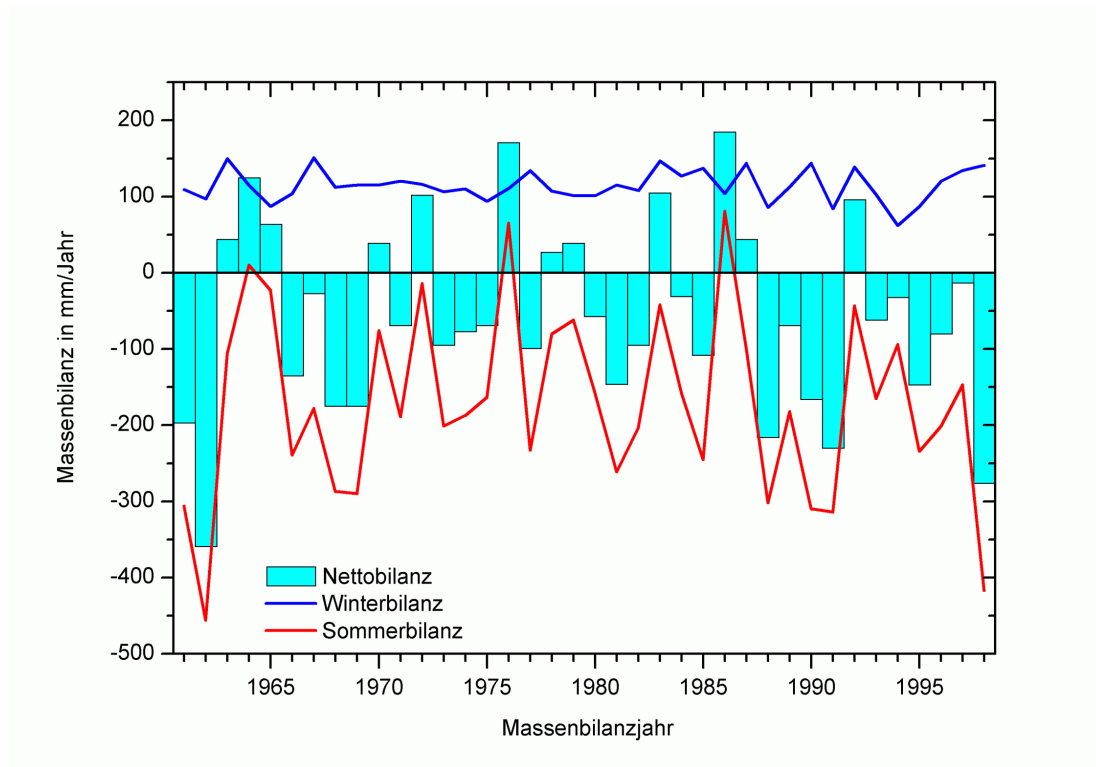
Eine Begründung hierfür sehen Dowdeswell et al. (1997) darin, dass die relativ kleinen arktischen Eismassen schneller auf Klimaveränderungen reagieren als z.B. der große Grönländische Eisschild. Daher erfolgte eine Reaktion der arktischen Gletscher in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts auf die relativ rasche, schubartige Erwärmung, die das Ende der Kleinen Eiszeit markiert und in einigen Temperaturkurven arktischer Wetterstationen deutlich zu erkennen ist (vgl. Kap. 4.1.1 und Abb. 4.1). Die Stagnation bzw. der leichte Rückgang der Temperatur in den 1940er- bis 1970er-Jahren, der an vielen Stationen beobachtet werden konnte, lässt vermuten, dass die in den vergangenen Jahrzehnten aufgezeichneten Massenbilanzen als typisch für die Zeit nach der Kleinen Eiszeit angesehen werden können [Dowdeswell et al. (1997)]. Interessant wäre in dieser Hinsicht, ob die außerordentliche Häufung von warmen Jahren zum Ausgang des 20. Jahrhunderts zu einer Veränderung der gegenwärtigen Situation führen wird.

### Entwicklung der Massenbilanz der Devon-Eiskappe

Das Beispiel der Eiskappe von Devon Island lässt eine solche Entwicklung vermuten. Betrachtet man für alle Messjahre sowohl Winter-, Sommer- als auch die aus deren Summe resultierende Nettobilanz (Abb. 4.7), so stellt man fest, dass der Massenhaushalt in großem Maße von Variationen der Sommerbilanz bestimmt ist. Dies äußert sich auch in einem sehr hohen Koeffizienten für die Korrelation<sup>7</sup> zwischen Sommer- und Nettobilanz von  $R = 0,985$  (entspricht einem Bestimmtheitsmaß von  $R^2 = 0,971$ ). Die Winterbilanz hingegen ist über den gesamten Zeitraum recht konstant, was auf relativ geringe jährliche Niederschlagsschwankungen zurückzuführen sein muss. Tatsächlich liefern Geländemessungen für den Bereich der östlichen kanadischen Arktis, Grönlands und Svalbards keine Anzeichen für größere Akkumulationsschwankungen während der letzten Jahrzehnte. Daten aus Eiskernen lassen außerdem vermuten, dass dieser Zeitraum relativ kon-

---

<sup>7</sup> Soweit nicht anders angegeben, ist hier und später immer der Korrelationskoeffizient nach Pearson gemeint.



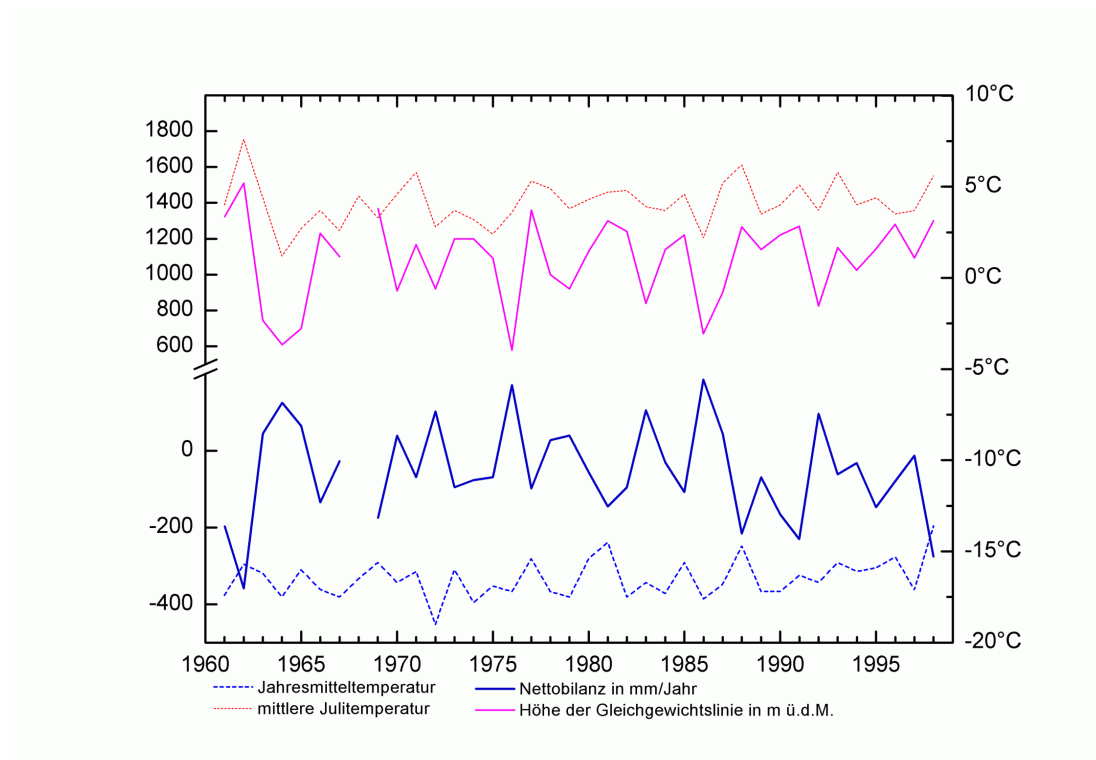
**Abbildung 4.7:** Massenbilanzen im Nordwestsektor der Devon-Eiskappe von 1961–1998. Datenquelle: Koerner, zitiert in Dyurgerov (2002).

stanter Akkumulation sogar über die letzten 50 Jahre hinaus verlängert werden kann [Koerner (2001)].

Bei der den Massenhaushalt der Devon-Eiskappe maßgeblich bestimmenden Sommerbilanz zeigt sich, dass ihr Mittel im letzten Jahrzehnt deutlich negativer war als in den vorangegangenen (Tab. 4.2). Es liegt nahe, dies auf die zunehmende Häufung warmer Sommer zurückzuführen. Tatsächlich erkennt man eine auffallende Gegenläufigkeit zwischen den Verläufen der Jahres- bzw. Julimitteltemperaturen und der Nettobilanz. Das bedeutet, dass bei einem Anstieg der Jahres- bzw. der Julimitteltemperatur von einem Jahr zum nächsten die Nettobilanz in den meisten Fällen abnahm und umgekehrt bei einem Rückgang der Mitteltemperaturen die Nettobilanz fast immer einen Zuwachs verzeichnete (vgl. Abb. 4.8). Dementsprechend ergibt sich auch eine recht große Parallelität zum Verlauf der jährlichen Höhe der Gleichgewichtslinie. Diese Parallelität bzw. Gegenläufigkeit deutet an, dass eine gewisse Korrelation zwischen den beiden Mitteltemperaturen und der Massenbilanz besteht. Auf die Größe dieser Korrelationen wird in Kap. 5.1.4 noch einmal eingegangen. Dort erfolgt auch die Vorstellung

**Tabelle 4.2:** Nach Jahrzehnten gemittelte Massenbilanzen (in mm Wasseräquivalent pro Jahr) im Nordwestsektor der Eiskappe von Devon Island. Berechnung nach Daten aus Dyurgerov (2002). Zusätzliche Daten (\*) der Nettobilanz für die Jahre 1999 und 2000 aus einem Update der GGGMBAL-Datenbank von Cogley und Adams (Records of Glacier Mass Balance – Release 2.0, vgl. Cogley und Adams (1998)). *Kursiv* in Klammern = Standardabweichung.

Zeitraum	Nettobilanz			Winterbilanz			Sommerbilanz		
	Mittel	Max	Min	Mittel	Max	Min	Mittel	Max	Min
1961–70	–79,6 (151,9)	125	–359	115,5 (20,5)	151	62	–195,1 (146,8)	10	–456
1971–80	–12,7 (93,0)	171	–99	110,0 (11,3)	134	87	–122,2 (95,6)	65	–233
1981–90	–49,7 (126,7)	185	–216	122,5 (20,5)	147	94	–172,2 (123,2)	81	–310
1991–98	–93,0 (120,8)	96	–320	108,8 (29,3)	141	86	–201,9 (120,2)	–43	–417
1961–98	–56,9 (123,9)	185	–320	114,5 (20,7)	151	62	–171,3 (122,0)	–81	–456
1961–2000*	–67,5 (129,9)								
1991–2000*	–128,1 (132,0)								



**Abbildung 4.8:** Jahresmittel und Julimitel an der Station Resolute sowie Nettobilanz und Höhenlage der Gleichgewichtslinie der Devon-Eiskappe für die Jahre 1961–98. Temperaturdaten aus CMC (2003), Massenbilanzdaten aus Dyurgerov (2002).

von Wärmesummen als ein Maß, das für die Verwendung in den Berechnungen dieser Arbeit besser geeignet ist als die Mitteltemperaturen.

Hilfreich für eine Erklärung der räumlichen und zeitlichen Variationen der Massenbilanz im Nordwestsektor der Devon-Eiskappe kann ein Vergleich mit den synoptischen Bedingungen während des Sommers sein. Holmgren [1971, zitiert in Alt (1978)] schloss aus einer Analyse von u.a. synoptischen Karten der Jahre 1961–63, dass die stärksten Schmelzprozesse auf der Eiskappe bei starken Winden und der Advektion warmer, feuchter Luft aus dem Südwesten auftraten. Diese Bedingungen hingen mit der Passage einer Frontalzyklone über Devon Island zusammen. Dominierten hingegen Baffin-Bay-Zykklonen (aus dem Südosten), traten selten Temperaturen oberhalb des Gefrierpunkts auf. Koerner (1966) vermutet, dass diese Zykklonen für den größten Teil der Winterakkumulation verantwortlich sind. Allerdings hätten Variationen in der Winterakkumulation nur einen geringen Einfluss auf die Schwankungen der Massenbilanz der Devon-Eiskappe. In diesem Zusammenhang können die Ergebnisse einer Untersuchung von Alt (1978), die den Zeitraum von 1961–74 abdeckt, folgendermaßen zusammengefasst werden:

Die Entstehung einer positiven Massenbilanz wird begünstigt, wenn zum einen eine Dominanz von Baffin-Bay-Zykklonen im Sommer zur Unterdrückung von Schmelzprozessen oder Akkumulation von Schnee führt. Zu einer stark negativen Nettobilanz kommt es hingegen, wenn vollständig entwickelte antizyklonische Bedingungen dominieren. In einem solchen Jahr kann die Ablation so stark sein, dass sie den Massengewinn von fünf positiven Massenbilanzjahren aufwiegt. Auch Zykklonen der arktischen Front können dazu beitragen, wenn der Warmsektor eines solchen Systems bis nach Devon Island vorstößt. Ein früher Beginn oder eine besonders lange Andauer der Schmelzsaison kann dies zusätzlich unterstützen. Zudem gibt es Unterschiede zwischen dem Eiskappenplateau und dem Auslassgletscher *Sverdrup Glacier*. Schmelzprozesse auf der Eiskappe sind vor allem mit einer Advektion warmer Luftmassen verbunden, außerdem ist hier die Stetigkeit und Andauer der Schmelzperiode von besonderer Bedeutung. Auf dem Sverdrup-Gletscher hingegen spielen sowohl die Advektion warmer Luft als auch wolkenarme Bedingungen eine große Rolle.

Diese Zusammenhänge sind insofern von Bedeutung, als sie deutlich machen, dass die Massenbilanz der Devon-Eiskappe nicht nur von den durchschnittlichen klimatischen Bedingungen, sondern auch von der Variabilität des Klimas im Som-

mer abhängig sein kann [Koerner (1980)]. Dies darf nicht vergessen werden, wenn man die klimatische Sensitivität der Massenbilanz auf der Grundlage von einfachen Veränderungen der Durchschnittstemperatur berechnen möchte.



# Kapitel 5

## Zur Berechnung der Massenbilanz

Zu ihrer Berechnung unterteilt man die Massenbilanz meist in drei Komponenten: einen Akkumulationsterm, einen Ablationsterm und einen Term, der den Betrag des zunächst geschmolzenen, dann aber noch innerhalb des Eises wiedergefrorenen Wassers beschreibt. In Kap. 2.2 wurden bereits verschiedene Methoden zur Bestimmung von Massenbilanzen vorgestellt. Von diesen eignen sich zur Bestimmung der klimatischen Sensitivität von Massenbilanzen im Grunde aber nur Energiebilanz- und Wärmesummenmodelle, da nur diese die Massenbilanz in Abhängigkeit von meteorologischen Größen darstellen. Die beiden Modelltypen unterscheiden sich vor allem in der Bestimmung des Schmelzbetrags, also des Ablationsterms. Verschiedene Möglichkeiten zur Bestimmung dieses Terms werden daher im Folgenden kurz dargestellt. Anschließend wird in Kap. 5.2 auf die Vor- und Nachteile des in dieser Arbeit genutzten Wärmesummenmodells eingegangen. Schließlich folgt die genaue Beschreibung der Funktionsweise der Massenbilanzberechnungen (Kap. 5.3) sowie in einem gesonderten Kapitel die Bestimmung der Beträge der für die Berechnungen nötigen Parameter (Kap. 6).

### 5.1 Möglichkeiten zur Bestimmung des Ablationsterms

Zur Berechnung des Ablationsterms gibt es eine Reihe von Möglichkeiten. Insgesamt kann man vier Bestimmungs- bzw. Berechnungsmethoden unterscheiden, die man z.T. wieder in mehrere unterschiedliche Untertypen gliedern kann:

1. Berechnung nach Messung im Gelände mit Hilfe von **Pegelstangen**,
2. lineare oder multiple **Regressionsmodelle**, basierend auf dem Zusammenhang zwischen Abfluss und dem Wasseräquivalent des Schnees,
3. **Energiebilanzmodelle**,
4. **Temperaturindexmethoden**, zu denen auch das in dieser Arbeit genutzte Wärmesummenmodell gehört.

### 5.1.1 Ablationsstangen

Der erste konsequent angewandte Ansatz, um die Verteilung der Ablation auf einem Gletscher zu bestimmen, waren so genannte Pegel- oder Ablationsstangen (engl. *ablation stakes*), welche auch heute noch weiträumig zu diesem Zweck genutzt werden. Auch die Massenbilanzmessungen im Nordwestsektor der Devon-Eiskappe basieren auf Ablationsmessungen mit Hilfe solcher Pegelstangen. Gemessen wird der Abstand zwischen Eis- oder Schneeoberfläche auf der einen und der Spitze der im Eis steckenden Pegelstange auf der anderen Seite. Die geschmolzene Menge Eis bzw. Schnee wird dann in die äquivalente Menge Wasser umgerechnet. Dies geschieht entweder mit Hilfe einer Messung oder – häufiger – einer Abschätzung der Dichte der Schneedecke. Zudem findet meist noch eine Abschätzung des Verlustes durch Sublimation statt, die insbesondere in sehr kalten Gebieten, wie z.B. dem Inneren der Antarktis, in denen der Schmelzpunkt nie oder nur sehr selten überschritten wird, einen großen Anteil an der jährlichen Ablation ausmachen kann. Bei größeren Eismassen ist zusätzlich von Bedeutung, dass die punktuellen Pegelstangenmessungen auf die zu untersuchende Gletscheroberfläche inter- und/oder extrapoliert werden müssen.

### 5.1.2 Regressionsmodelle

Die Regressionsmodelle basieren auf empirischen Regressionsgleichungen und sollen eine Abschätzung des gesamten Abflusses im Untersuchungsgebiet liefern. Dabei wird der Abfluss in Abhängigkeit des Schnee-Wasser-Äquivalents (engl. *snow water equivalent (SWE)*), also der Menge flüssigen Wassers, die beim Schmelzen des Schnees entstehen würde, ausgedrückt. Das Schnee-Wasser-Äquivalent



ist das Produkt aus der Dicke der Schneedecke multipliziert mit ihrer Dichte und kann in Einheiten von  $\text{kg/m}^2$  oder als Höhe (in m) der potenziell entstehenden Wassersäule dargestellt werden.

Zwar ist pro Einzugsgebiet häufig nur eine Station zur Messung des SWE notwendig, doch muss die Auswahl des Standortes sorgfältig erfolgen, um eine möglichst hohe Repräsentativität zu erreichen. Außerdem sind langjährige Messreihen von in der Regel wenigstens 10 Jahren erforderlich. Diese einfache Methode der Bestimmung des Abflusses kann für bestimmte Anwendungen von großem Nutzen sein, so z.B. im Wassermanagement; zur Berechnung von Massenbilanzen eignet sich diese Methode jedoch kaum. Zu schwierig ist dafür die tatsächliche Bestimmung des gesamten Abflusses insbesondere bei größeren Eismassen. Außerdem setzt sich das Schmelzwasser bei Gletschern nicht nur aus Schnee-, sondern auch aus Eisschmelze zusammen, wodurch der Zusammenhang zwischen SWE und Abfluss uneindeutig wird. Ungeklärt wäre auch die Rolle des Wiedergefrierens von Schmelzwasser innerhalb der Eismasse. Insofern sind solche Regressionsmodelle zwar für die Bestimmung des Abflusses von schneebedeckten Landoberflächen, nicht aber für den Abfluss von arktischen Gletschern geeignet.

### 5.1.3 Energiebilanzmodelle

Mit Hilfe von Energiebilanzmodellen wird versucht, diejenige Energie  $Q_S$  zu berechnen, die zum Schmelzen von Schnee und Eis zur Verfügung steht. Diese Energie lässt sich wie folgt darstellen:

$$Q_S = \Delta Q + B + L + V + A + dQ/dt . \quad (5.1)$$

Dabei sind

$\Delta Q$	die Nettostrahlung,
$B$	der Bodenwärmestrom,
$L$	der fühlbare Wärmestrom,
$V$	der latente Wärmestrom (Evaporation, Kondensation),
$A$	andere Energieströme, vor allem durch fallenden Regen, und
$dQ/dt$	Veränderungen der internen Energie der Schneedecke durch z.B.: Wärmeleitung, Gefrieren von Schmelzwasser, Eindringen von kurzwelliger Strahlung, Zirkulation von Luft oder Wasserdampf.

Sind die meteorologischen Variablen messbar, so lässt sich  $Q_S$  punktuell meist gut berechnen. Schwieriger ist aber eine Bestimmung der räumlichen Verteilung, insbesondere dann, wenn nur wenige oder nur weit entfernte meteorologische Stationen für das Untersuchungsgebiet vorhanden sind. Auf die Vor- und Nachteile von Energiebilanz und Wärmesummenmodellen wird detaillierter in Kap. 5.2 eingegangen.

#### 5.1.4 Temperaturindexmodelle

Wie die bereits oben erwähnten, auf dem Zusammenhang zwischen Abfluss und dem Wasseräquivalent der Schneedecke beruhenden Berechnungen basieren auch die Temperaturindexmodelle im Grunde auf empirischen Regressionsgleichungen und bilden eine einfache Alternative zu Energiebilanzberechnungen. Dabei werden die gemessenen Ablationsraten mit Lufttemperaturen verglichen, welche entweder auf dem Gletscher selbst oder an einer möglichst repräsentativen Wetterstation gemessen wurden. Mit Hilfe solcher Gleichungen lassen sich dann z.B. bestehende Ablationsmessreihen zeitlich rückwärts verlängern oder die Ablationsraten von Gletschern abschätzen, auf denen keine Geländemessungen durchgeführt werden. Nicht zuletzt eignen sich diese einfachen Regressionsmodelle auch für eine Abschätzung darüber, wie stark sich gegebene Temperaturveränderungen auf die Ablationsraten auswirken können. Bezieht man in solche Berechnungen zusätzlich noch den Niederschlag als Größe mit ein, so kann man mit diesen dann auch Abschätzungen über die Auswirkungen von Klimaveränderungen auf den Massenhaushalt der Gletscher vornehmen. Bei einer Untersuchung solcher Zusammenhänge zwischen Temperatur und Ablation während vier aufeinanderfolgender Jahre auf zwei Gletschern der kanadischen Arktis (White-Gletscher, Axel Heiberg Island und Sverdrup-Gletscher, Devon Island) fand Braithwaite (1981) heraus, dass

1. die Nettostrahlung die größte Wärmequelle war, gefolgt erst von fühlbarer Wärme und dann von latenter Wärme.
2. die tägliche Ablation allerdings mit der auf dem Gletscher gemessenen Lufttemperatur korrelierte, nicht aber mit der Nettostrahlung. Den Grund dafür sieht er darin, dass in drei von vier Fällen der fühlbare Wärmestrom stärker schwankte als die Nettostrahlung.

3. man mit Hilfe der Lufttemperatur nur etwa die Hälfte der Schwankungen der Ablationsrate erklären konnte. Daher sei die Lufttemperatur zwar für die Abschätzung der Ablationsrate besser geeignet als die Nettostrahlung, aber nicht automatisch ein ausgesprochen gutes Maß für ihre Vorhersage.

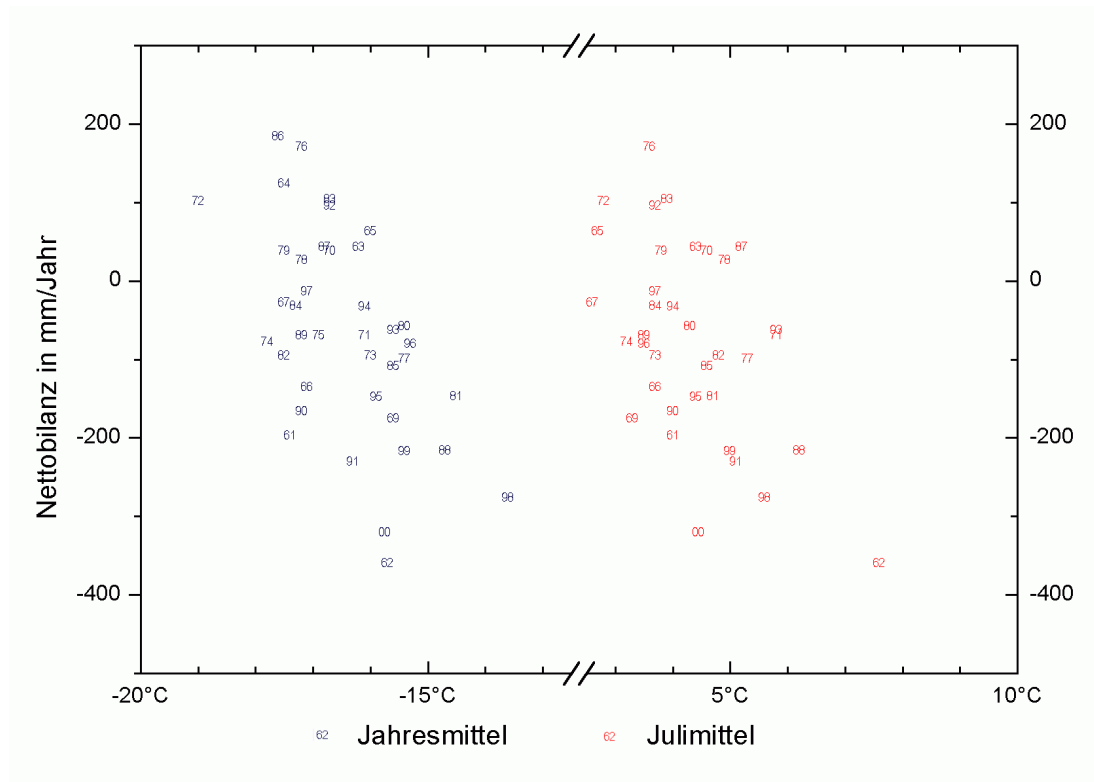
### Wärmesummen als Maß für die Temperatur

Wenn nun die Temperatur zur Abschätzung der jährlichen Ablation mit Hilfe einer Regressionsgleichung herangezogen werden kann, so stellt sich die Frage, welche der zur Verfügung stehenden Maße für die Temperatur sich dafür am besten eignet. Die jährliche Mitteltemperatur wäre ein einfach zu bestimmendes Maß, ist aber insofern ungeeignet, als die Ablationssaison insbesondere in der Arktis und Subarktis nur einen kurzen Zeitraum innerhalb eines Jahres einnimmt und der Rest des Jahres irrelevant ist. Die mittlere Sommertemperatur wäre eine Verbesserung, allerdings stößt man hier auf Schwierigkeiten, den Zeitraum des „Sommers“ zu bestimmen, weil die Länge der Ablationssaison auch von der Höhe abhängt. In Kap. 4.3 wurde für das Beispiel der Eiskappe von Devon Island bereits auf die offensichtlichen Zusammenhänge zwischen den Jahres- bzw. Julimitteltemperaturen und der Massenbilanz eingegangen. Tatsächlich ist die Korrelation von der Massenbilanz zur Julitemperatur höher als die zur Jahresmitteltemperatur, wenn auch nur geringfügig (Tab. 5.1). Dies unterstreicht zwar den Einfluss der

**Tabelle 5.1:** Korrelation zwischen verschiedenen an der Station Resolute aufgezeichneten Temperaturmaßen und der Netto- bzw. Sommerbilanz der Devon-Eiskappe. Berechnet auf Basis der Daten aus Dyurgerov (2002) und CMC (2003).

	Nettobilanz	Sommerbilanz
Jahresmittel	−0,559	−0,535
Julimittel	−0,585	−0,601
Wärmesumme	−0,687	−0,692

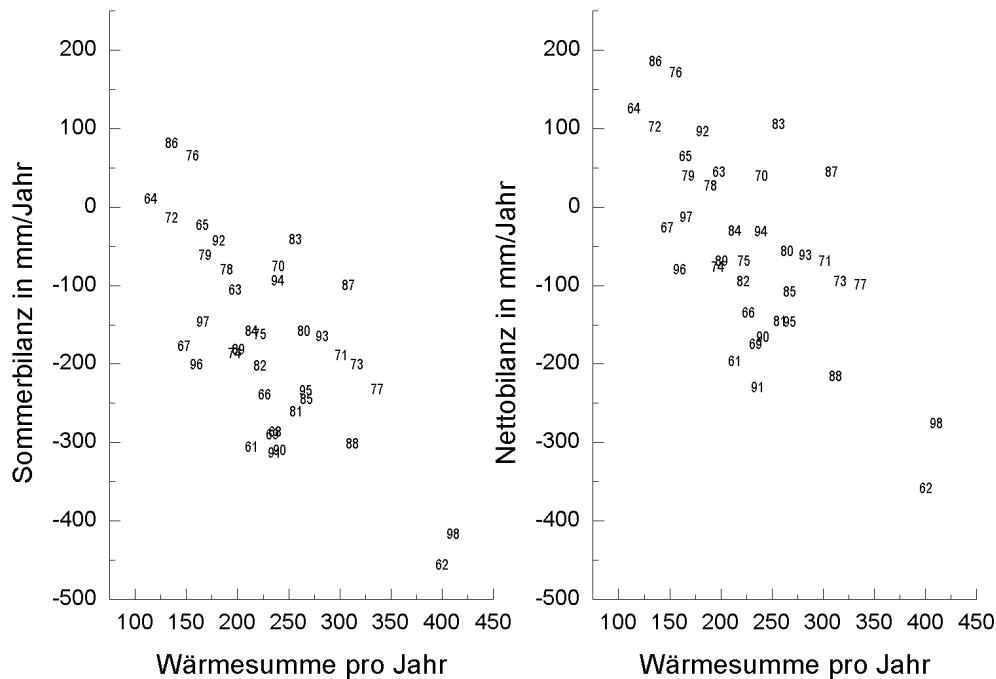
Sommertemperatur auf den Massenhaushalt, der allerdings immer noch nicht sehr hohe Korrelationskoeffizient macht jedoch deutlich, dass man auch mit den Julimitteln die Massenbilanzschwankungen nur teilweise erklären kann. Ein Grund hierfür kann darin liegen, dass nicht nur kurzfristig hohe Temperaturen während eines bestimmten Monats, sondern auch die Länge des Sommers entscheidend für den Schmelzbetrag auf der Eismasse sind. Das in thermischer Hinsicht außerge-



**Abbildung 5.1:** Abhängigkeit der Nettobilanz der Devon-Eiskappe von der Jahresmitteltemperatur bzw. dem Julimittel der Station Resolute. Die Ziffern geben jeweils das Jahr an, aus dem die Messwerte stammen. Massenbilanzdaten aus Dyurgerov (2002).

wöhnliche Jahr 1998 mit seiner extrem negativen Nettobilanz ist dafür ein gutes Beispiel. So ist es im Jahresmittel mit  $-13,6^{\circ}\text{C}$  das mit weitem Abstand wärmste Jahr der letzten vier Jahrzehnte gewesen, sein Julimittel fällt aber deutlich hinter das anderer Jahre (z.B. 1962, 1988) zurück (Abb. 5.1). Der Sommer zeichnete sich nicht durch außergewöhnlich hohe Spitzentemperaturen, sondern vor allem durch seine Länge aus. Insbesondere im Spätsommer blieben die Temperaturen lange Zeit auf einem für die Jahreszeit ungewöhnlich hohen Niveau. So ist der September des Jahres 1998 der einzige im Untersuchungszeitraum, der ein positives Temperaturmittel aufweist. Auch wurden an der Station Resolute in keinem anderen Jahr zu so später Zeit im Jahr (am 28.9.) positive Temperaturen gemessen. Dieses ungewöhnliche lange und häufige Auftreten positiver Temperaturen äußert sich in entsprechend hohen Wärmesummen<sup>1</sup>, die zusammen mit denen des Jahres 1962 die weitaus größten der letzten vierzig Jahre waren (vgl. Abb. 5.2).

<sup>1</sup> Für den Begriff Wärmesumme gibt es mehrere Definitionen, insbesondere bzgl. der Schwellenwerttemperatur. In dieser Arbeit ist, soweit nicht ausdrücklich anders angegeben, mit Wärmesumme immer die Summe aller Tagesmitteltemperaturen größer als  $0^{\circ}\text{C}$  gemeint.



**Abbildung 5.2:** Abhängigkeit der Sommer- bzw. Nettobilanz der Devon-Eiskappe von der jährlichen Wärmesumme an der Station Resolute. Die Ziffern geben jeweils das Jahr an, aus dem die Messwerte stammen. Massenbilanzdaten aus Dyurgerov (2002).

So sind denn auch die Korrelationen zwischen Netto- bzw. Sommerbilanz und der Wärmesumme deutlich höher als die zu den Mitteltemperaturen (vgl. Tab. 5.1). Mithin werden die Wärmesummen allgemein als das am besten geeignete Maß für die Temperatur in Wärmesummenmodellen angesehen. Dies umso mehr, weil die Nutzung von Wärmesummen im Gegensatz zu den Mitteltemperaturen nicht von einer linearen Abhängigkeit zwischen den Größen ausgeht [Paterson (1994)].

## 5.2 Vor- und Nachteile von Wärmesummenmodellen

In Wärmesummenmodellen wird die Ablation an Hand der auftretenden Wärmesummen in Verbindung mit durch Geländemessungen oder statistisch gewonnenen Koeffizienten bestimmt. Diese Wärmesummenkoeffizienten stellen eine Vereinfachung von komplexen Prozessen dar, die im Grunde besser durch die Energie-

bilanz zwischen Gletscheroberfläche und der darüber liegenden atmosphärischen Grenzschicht beschrieben werden könnten [Braithwaite (1995b)]. Es stellt sich daher die Frage, ob man die Schmelzraten nicht besser direkt durch die Berechnung der Energiebilanz bestimmen sollte. Im Folgenden wird erläutert, warum in dieser Arbeit dennoch ein Wärmesummenmodell vorgezogen wurde.

Klimaszenarien werden in der Regel in Form von Temperatur- und Niederschlagsänderungen angegeben. Daher eignet sich die Formulierung der Massenbilanz in Abhängigkeit dieser beiden Größen besonders gut, um die Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Massenbilanz von Gletschern simulieren zu können.

Gering parametrisierte Energiebilanzmodelle zeichnen sich im Gegensatz zu Wärmesummenmodellen dadurch aus, dass sie versuchen, die einzelnen physikalischen Prozesse möglichst exakt nachzubilden. Dies setzt allerdings voraus, dass neben Temperatur und Niederschlag auch weitere meteorologische Parameter wie Nettostrahlung, Wolkenbedeckung, Wolkenhöhe, Windgeschwindigkeit oder relative Feuchte zur Verfügung stehen. Szenarien für mögliche Veränderungen dieser Parameter existieren jedoch im Normalfall nicht – auch oder gerade weil diese in den meisten Fällen mit extrem großen Unsicherheiten behaftet wären. Abgesehen davon, dass die Messung der Energiebilanz ohnehin sehr problematisch ist, gestaltet sich die Messung ihrer einzelnen Parameter in den häufig logistisch nur schwer zugänglichen Regionen oft unmöglich. Ebenfalls sehr schwierig ist eine Extrapolation der gemessenen oder abgeschätzten Werte auf Gebiete in größerer Entfernung von der Messstation, was zu Problemen bei der großräumigen Anwendung von Energiebilanzmodellen führt. Eine solche Extrapolation wird bisher nur für die Temperatur als einigermaßen unproblematisch angesehen. Zwar betrifft dies im Grunde auch die auf Temperatur und Niederschlag basierenden Wärmesummenmodelle, wirkt sich dort allerdings nicht so schwerwiegend aus [Jóhannesson et al. (1995)]. Letztendlich haben diese Probleme dazu geführt, dass auch Energiebilanzmodelle wie das von Oerlemans und Fortuin (1992) und Oerlemans (1993) meist stark parametrisiert sind und damit einen Vorteil gegenüber Wärmesummenmodellen verlieren [Braithwaite und Zhang (1999)].

Das Problem, auf eine Vielzahl von meteorologischen Parametern angewiesen zu sein, lässt sich zudem eindrucksvoll am Beispiel der Rekonstruktion zeitlich zurückliegender Massenbilanzen demonstrieren. Gerade hier ist man in den allermeisten Fällen auf Daten von meteorologischen Stationen angewiesen, die in

mehr oder weniger großer Entfernung zum untersuchten Gletscher liegen. Zum einen liegen von solchen Stationen häufig nur wenig mehr als Temperatur- und Niederschlagsdaten vor, zum anderen lässt sich bisher nur die Temperatur befriedigend auf entferntere Gebiete übertragen. Mit Hilfe einer Berechnung, die nur auf Temperatur und Niederschlag angewiesen ist, ließen sich hingegen sogar Proxydaten (z.B. von Eisbohrkernen) nutzen, die zeitlich weiter als die Instrumentenaufzeichnungen zurückreichen.

Studien, in welchen die Qualität der Ergebnisse von Energiebilanz- und Wärmesummenmodellen miteinander verglichen wurden, lassen keinen eindeutigen Schluss zu. Während Bergström et al. (1992) dem Wärmesummenansatz eine bessere Eignung in praktischen hydrologischen Anwendungen zusprachen, stellten Boon und Sharp (2001) in einer Untersuchung auf dem John-Evans-Gletscher auf Ellesmere Island eine Überlegenheit des Energiebilanzmodells fest. Dabei errechneten sie, dass während des Auftretens eines Chinook-Ereignisses die Schmelzintensität bei der Berechnung mit Hilfe eines Wärmesummenmodells um bis zu 50 % unterschätzt wurde. Die Ursache hierfür sehen sie im Gebrauch *konstanter* Wärmesummenfaktoren, die es nicht erlauben, die Verstärkung des Schmelzvorgangs durch erhöhte Windgeschwindigkeit einzubeziehen. Dies sei besonders bedeutsam mit Blick auf die kurze arktische Schmelzsaison, während der Chinook-Ereignisse für einen großen Teil des sommerlichen Schmelzens verantwortlich sein könnten. Im Jahr 1998 war z.B. ein dreitägiges Chinook-Ereignis in den höheren Lagen des John-Evans-Gletschers für bis zu 1/3 der sommerlichen Ablation verantwortlich [Boon et al. (2003)]. Wetterlagen, die die Bildung solcher Chinook-Ereignisse begünstigen, traten im Zeitraum von 1948–2001 an insgesamt 23 Tagen auf. Sinnvoll wären hier weitere Untersuchungen, in welcher Häufigkeit Chinook-Ereignisse auch in anderen Gebieten vorkommen. Treten diese nur in größeren Abständen auf, dann sollten bei Wärmesummenmodellen, die nicht die tägliche Ablation berechnen, sondern langjährige Mittelsituationen abbilden sollen, solche möglichen Fehler einen weniger starken Einfluss haben.

Ein weiteres Problem in der Nutzung von Modellen, die lediglich die Temperatur als Input nutzen, liegt darin, dass sie dazu tendieren können, die Reaktion der Massenbilanz auf Temperaturveränderungen zu überschätzen [Oerlemans (2001)]. Dies hat seine Ursache darin, dass nicht nur der langwellige, sondern auch der kurzwellige Anteil der Strahlung zur Ablation beiträgt. Um dem zumindest teil-

weise begegnen zu können, kann man ein Wärmesummenmodell so spezifizieren, dass man statt eines einzigen Wärmesummenkoeffizienten für die Gletscheroberfläche je einen für Eis und einen für Schnee wählt. Derjenige für Schnee liegt dabei unterhalb desjenigen für Eis, d.h. eine Schneeoberfläche würde bei gleicher Temperatur langsamer schmelzen als eine Eisoberfläche. Damit trägt man der unterschiedlichen Albedo von Eis und Schnee Rechnung, wodurch der Einfluss der kurzwelligen Strahlung auf die Ablation indirekt in die Berechnung miteinbezogen wird. In Kap. 8 wird gezeigt, dass das in dieser Arbeit genutzte Modell schließlich zu keiner Überschätzung der klimatischen Sensitivität geführt hat.

Neuere Weiterentwicklungen des Wärmesummenansatzes haben eine Verfeinerung der Modelle versucht, indem sie die potenzielle direkte Sonnenstrahlung [Hock (1999)] oder die Albedo der Gletscheroberfläche [Pellicciotti et al. (2002), Strasser et al. (2004)] direkt einbeziehen. In diesen Ansätzen geht es allerdings darum, die Schmelzraten auf *täglicher* Basis bestimmen zu können, was nicht Ziel dieser Arbeit ist.

## Fazit

Aus physikalischer Sicht bilden Energiebilanzmodelle die Schmelzvorgänge auf einem Gletscher sicherlich „realistischer“ nach als Wärmesummenmodelle, welche im Grunde nur (natürlich wiederum auf physikalischen Zusammenhängen beruhende) statistische Beziehungen aufzeigen. Kann man die für Energiebilanzmodelle notwendigen Parameter hinreichend gut für das Untersuchungsgebiet bestimmen, so sind Energiebilanzmodelle vorzuziehen. Für eine logistisch unaufwändige, großräumige Anwendung auf dünner Datenbasis, wie sie in dieser Arbeit vorgenommen wurde, erscheint dem Autor aber die Anwendung eines auf der Berechnung von Wärmesummen basierenden Massenbilanzmodells geeigneter.

## 5.3 Funktionsweise des genutzten Wärmesummenmodells

Die in dieser Arbeit durchgeführten Berechnungen basieren in ihren Grundlagen auf dem in Braithwaite und Zhang (2000) zitierten Ansatz, der aus langjährigen



Arbeiten von Braithwaite an dieser Thematik hervorging [vgl. auch Braithwaite (1980), Braithwaite (1981), Braithwaite (1984), Braithwaite und Olesen (1989), Braithwaite und Thomsen (1989), Braithwaite (1995b), Braithwaite und Zhang (1999)]. Ähnliche Formulierungen haben u.a. auch Reeh (1991), Huybrechts et al. (1991), Bøggild et al. (1994) und Jóhannesson et al. (1995) vorgenommen. Der Ansatz wurde für diese Arbeit in einigen Teilen modifiziert und auf die spezielle Situation im Untersuchungsgebiet angepasst. Insbesondere bei der Wahl der Größe der einzelnen Parameter ergaben sich dabei Unterschiede zu bisher in der Literatur zitierten Massenbilanzberechnungen auf Basis eines Wärmesummenmodells.

Der Massenhaushalt des Gletschers kann ausgedrückt werden durch die nach ihrem Flächenanteil gewichtete Mittelung von in regelmäßigen Höhenabständen von je 100 m gemessenen Massenbilanzwerten. Die entsprechende mittlere spezifische Massenbilanz für den gesamten Gletscher, d.h. seine Nettobilanz  $B$  ist dabei

$$B = (1/S) \sum_{j=1}^{j=J} s_j b_j , \quad (5.2)$$

wobei  $b_j$  die im Höhenintervall  $j$  gemessene spezifische Massenbilanz,  $s_j$  die Fläche dieses Höhenintervalls und  $S$  die Gesamtfläche des untersuchten Gletschers bzw. Gletscherabschnitts darstellt. Die modellierten Massenbilanzen lauten dementsprechend  $b_j^*$  und  $B^*$ . Die modellierte Massenbilanz  $b_j^*$  im  $j$ -ten Höhenintervall ergibt sich aus der Summe aus Akkumulation, Ablation und Wiedergefrieren in der jeweiligen Höhe:

$$b_j^* = c_j^* - a_j^* + r_j^* , \quad (5.3)$$

wobei  $c_j^*$  die jährliche Akkumulation und  $a_j^*$  die jährliche Ablation im Höhenintervall  $j$  ist;  $r_j^*$  gibt an, welcher Betrag des geschmolzenen Schnees bzw. Eises innerhalb des Gletschers oder der Eiskappe wiedergefroren und somit der Eismasse nicht verlorenght.

### 5.3.1 Ablationsterm

Wie weiter unten zu sehen sein wird, hängt neben dem Akkumulations- auch der Wiedergefrieren-Term vom jährlichen Niederschlag ab. Das „Herz“ von Gleichung (5.3) ist jedoch der Ablationsterm, welcher innerhalb der in dieser Arbeit

durchgeführten Berechnung der Massenbilanz das eigentliche Wärmesummenmodell beinhaltet. Die jährliche Ablation  $a_j^*$  setzt sich zusammen aus der Ablation von Eis  $a_i^*$  und der Ablation von Schnee  $a_s^*$  und kann auf folgende Weise berechnet werden:

$$a_j^* = k_i \text{PDD}_{ij} + k_s \text{PDD}_{sj} , \quad (5.4)$$

wobei  $\text{PDD}_{ij}$  und  $\text{PDD}_{sj}$  die jährlichen Wärmesummen im Höhenabschnitt  $j$  jeweils für die Zeit der Eisschmelze bzw. der Schneeschmelze sind.<sup>2</sup> Die Parameter  $k_i$  und  $k_s$  sind die so genannten Wärmesummen- oder Grad-Tag-Faktoren (engl. *degree-day factors*) für das Schmelzen von Eis bzw. Schnee (vgl. Kap. 6.4.3).

Aus den Gleichungen (5.3) und (5.4) ergibt sich für die zu modellierende Massenbilanz:

$$b_j^* = c_j^* - k_i \text{PDD}_{ij} - k_s \text{PDD}_{sj} + r_j^* . \quad (5.5)$$

Die Wärmesumme für die Zeitspanne, in der die Schneeoberfläche schmilzt, lässt sich theoretisch mit  $c_j^*/k_s$  angeben, d.h. nach Ablauf dieser Zeit wird der im Laufe des Jahres gefallene Schnee als geschmolzen angenommen. Somit ergibt sich für die Wärmesumme über die Zeitspanne, in der daraufhin die schneefreie Eisoberfläche schmilzt:

$$\text{wenn } \text{PDD}_j > c_j^*/k_s : \quad \text{PDD}_{ij} = \text{PDD}_j - c_j^*/k_s \quad (5.6)$$

$$\text{wenn } \text{PDD}_j \leq c_j^*/k_s : \quad \text{PDD}_{ij} = 0 , \quad (5.7)$$

wobei  $\text{PDD}_j = \text{PDD}_{ij} + \text{PDD}_{sj}$ , also die gesamte jährliche Wärmesumme ist. Gleichung (5.6) gilt demnach für das Ablationsgebiet und Gleichung (5.7) für das Akkumulationsgebiet (dort schmilzt die Schneedecke nie vollständig weg, daher ist die Massenbilanz in jedem Falle positiv).

### 5.3.2 Akkumulations- und Wiedergefrieren-Term

Während die Akkumulation für die Eiskappe von Devon Island aus (meist zur Bestimmung der Massenbilanz durchgeführten) Geländeuntersuchungen abgeschätzt werden kann, wird der Betrag des wiedergefrorenen Schmelzwassers an Hand

<sup>2</sup> Um eine bessere Vergleichbarkeit mit den in der englischsprachigen Literatur beschriebenen Ansätzen zu gewährleisten, werden in dieser Arbeit – wann immer möglich oder sinnvoll – die dort zitierten Variablenkürzel genutzt. Somit ergibt sich für die Wärmesummen das Kürzel 'PDD' von engl. *Positive Degree-Days*.

einer einfachen Überlegung abgeleitet [Reeh (1991), Braithwaite et al. (1994)]: Demnach wird angenommen, dass auf subpolaren Gletschern von dem im Laufe eines Jahres entstehenden Schmelzwasser gerade soviel innerhalb des Firns wiedergefrieren kann, wie es darin noch „Platz“, also noch ungefüllte Poren gibt.<sup>3</sup> Daher hänge der Betrag des wiedergefrorenen Schmelzwassers von der Dichte des Schnees *vor* dem Schmelzen und der Dichte von Eis ab. Nach Braithwaite (pers. Mitteilung) kann dieses Modell auf sehr kalte Schneedecken angewandt werden, da bei diesen der Schmelzwasserabfluss tatsächlich vor allem von der Schnee- bzw. Eisdichte kontrolliert wird. Bei Gletschern in wärmeren Gebieten hingegen könne der kalte Schnee bereits durch latente Wärme erwärmt worden sein, bevor seine Dichte den Punkt erreicht, an dem ein Abfluss von Schmelzwasser auftritt. Für eine bessere Abschätzung benötige man sowohl Daten über die Dichte des Schnees als auch die entsprechenden Temperaturdaten.

Da diese Daten für mein Untersuchungsgebiet nicht vorliegen und auch nur mit sehr großem Aufwand zu messen wären, wurde für die von mir durchgeführten Berechnungen eine Abschätzung vorgenommen, die nur auf den hier beschriebenen Überlegungen basiert. Demnach gilt für die Menge des wiedergefrorenen Schmelzwassers, dass sie maximal einen bestimmten Teil des im Laufe eines Jahres gefallenen Schnees betragen kann. Es gilt also

$$r_j^* = k_r c_j^* , \quad (5.8)$$

wobei  $k_r$  eine Konstante ist, deren Größe, wie oben beschrieben, von der Dichte des Schnees vor dem Schmelzen  $\rho_s$  und der Dichte des durch das Wiedergefrieren entstehenden Eises  $\rho_i$  abhängt:

$$k_r = (\rho_i - \rho_s) / \rho_i \quad (5.9)$$

Welcher Betrag in dieser Arbeit für  $k_r$  eingesetzt wurde, ist in Kap. 6.3 einzusehen.

### 5.3.3 Zur Berechnung genutztes Gleichungssystem

Demnach ergibt sich abschließend für die Berechnung der spezifischen Massenbilanz folgendes Gleichungssystem:

$$b_j^* = c_j^* - a_j^* + r_j^*$$

---

<sup>3</sup> Sind alle Poren von wiedergefrorenem Schmelzwasser gefüllt worden, ist aus dem Schnee bzw. Firn schließlich Eis geworden.

$$= c_j^* - \underbrace{\left( \overbrace{k_i (\text{PDD}_j - c_j^*/k_s)}^{\text{PDD}_{ij}} + \overbrace{k_s c_j^*/k_s}^{\text{PDD}_{sj}} \right)}_{a_j^*} + \underbrace{k_r c_j^*}_{r_j^*}, \quad (5.10)$$

mit  $\text{PDD}_{ij} = 0$ , wenn  $\text{PDD}_j \leq c_j^*/k_s$ ,  
 und mit  $a_j^* + r_j^* = 0$ , wenn  $a_j^* < k_r c_j^*$ .

Zur Berechnung der spezifischen Massenbilanz in den jeweiligen Höhenabschnitten (bzw. an jedem Punkt der Gletscheroberfläche) ist daher die Bestimmung von insgesamt fünf verschiedenen Größen bzw. Koeffizienten notwendig (vgl. Tab. 5.2). Welche Werte bzw. Beträge bei den einzelnen Berechnungen für die verschiedenen Parameter gewählt wurden, ist in Kap. 6 aufgeführt.

**Tabelle 5.2:** Zur Berechnung der spezifischen Massenbilanz herangezogene Parameter.

Parameter	Bedeutung
$c_j^*$	Akkumulation in der Höhe bzw. dem Höhenabschnitt $j$
$\text{PDD}_j$	Wärmesumme in der Höhe bzw. dem Höhenabschnitt $j$
$k_i$	Wärmesummenkoeffizient für Eis
$k_s$	Wärmesummenkoeffizient für Schnee
$k_r$	Wiedergefrieren-Koeffizient

## 5.4 Berechnung der klimatischen Sensitivität

Hat man die gemessene Nettobilanz mit Hilfe des Massenbilanzmodells erfolgreich simulieren können, kann man mit Hilfe der Gleichungen (5.2) und (5.10) auch die Nettobilanz unter veränderten klimatischen Bedingungen berechnen und auf diese Weise ihre klimatische Sensitivität zu Veränderungen der Temperatur oder des Niederschlags bestimmen. Dazu wurde die gleiche Berechnungsgrundlage wie bei Oerlemans (2001) verwandt. Die klimatische Sensitivität  $C_T$  der mittleren spezifischen Bilanz in Bezug auf eine Temperaturveränderung von 1 K ist dabei:

$$C_T = \frac{dB_S}{dT} \cong \frac{B_S(+1\text{K}) - B_S(-1\text{K})}{2} \quad (5.11)$$

Dementsprechend ist die klimatische Sensitivität in Bezug auf eine bestimmte Niederschlags-/Akkumulationsveränderung (hier: um 100%) folgendermaßen de-

finiert:

$$C_P = \frac{dB_S}{dP/P_0} \cong \frac{B_S(+10\%) - B_S(-10\%)}{0,2} \quad (5.12)$$

## 5.5 Berechnung der jahreszeitlichen Abhängigkeit der Massenbilanz

In Kap. 4.3 wurde dargestellt, dass die Nettobilanz der Devon-Eiskappe vor allem vom Betrag der in ihrer Größe stark variierenden Sommerbilanz bestimmt wird, während sie von der wenig schwankenden Winterbilanz nur gering beeinflusst scheint. Viele Untersuchungen deuten aber an, dass ein möglicher zukünftiger Temperaturanstieg in den Polargebieten saisonal unterschiedlich stark ausfällt: Vieles spricht dabei dafür, dass die Temperaturzunahme im Winter größer sein könnte als im Sommer [Giorgi und Hewitson (2001)]. Eine solche jahreszeitliche Differenzierung sollte sich auch auf die Massenbilanzen der betroffenen Gletscher auswirken. In diesem Zusammenhang wäre es daher wichtig zu wissen, in welchen Monaten sich eine Temperatur- und/oder Niederschlagsänderung wie stark auf die Massenbilanz des jeweiligen Gletschers auswirkt.

Um die jahreszeitliche Abhängigkeit der Massenbilanz der Devon-Eiskappe zu bestimmen, werden in dieser Arbeit Berechnungen durchgeführt, die im Wesentlichen auf dem von Oerlemans und Reichert (2000) eingeführten *Seasonal Sensitivity Characteristic* (im Folgenden auch SSC genannt) basieren. Das SSC beschreibt dabei die Abhängigkeit der mittleren spezifischen Massenbilanz von monatlichen Schwankungen (*perturbations*) von Temperatur und Niederschlag. Es besteht aus einer Matrix mit 2x12 Feldern, die, wenn man sie mit den entsprechenden je 12 Temperatur- und Niederschlagswerten multipliziert, eine Abschätzung der mittleren spezifischen Massenbilanz ermöglicht. Wie die SSC-Matrix berechnet werden kann, wird im folgenden Abschnitt dargestellt.

## Die SSC-Matrix

Die mittlere spezifische Massenbilanz der gesamten Eismasse eines bestimmten Jahres sei gegeben als  $B$  mit der Einheit mm(Wasseräquivalent)/Jahr.<sup>4</sup> Die Differenz zwischen der Bilanz dieses Jahres und einer Referenzbilanz  $B_{ref}$  (vorzugsweise = 0) sei benannt mit  $\Delta B$ , wobei:

$$\Delta B = B - B_{ref} . \quad (5.13)$$

Die Grundidee von Oerlemans und Reichert (2000) ist nun, dass  $\Delta B$  in Abhängigkeit der Monatsmittelwerte von Temperatur und Niederschlag  $T_m$  und  $P_m$  ausgedrückt werden kann. Da in der veröffentlichten Fassung ihres Artikels nicht klar wird, ob die Autoren mit den monatlichen Werten für Temperatur und Niederschlag selbst oder deren Anomalien gegenüber einem Referenzwert rechnen, wurde die dort in Gleichung (2) [Oerlemans und Reichert (2000, S.2)] präsentierte Gleichung hier so verändert, dass Unklarheiten beseitigt sind. Es gelte also:

$$\Delta B_m = \sum_{m=1}^{12} [C_{T,m}(T_m - T_{ref,m}) + C_{P,m}((P_m - P_{ref,m})/P_{ref,m})] + H , \quad (5.14)$$

wobei

$$C_{T,m} = \frac{\partial B}{\partial T_m} \quad (5.15)$$

$$C_{P,m} = \frac{\partial B}{\partial (P_m/P_{ref,m})} . \quad (5.16)$$

Der Index  $m$  bezieht sich dabei auf den jeweiligen Monat ( $m = 1, \dots, 12$ ).  $T_{ref,m}$  ist definiert als diejenige Temperatur, die mit der Referenzbilanz von  $B_{ref} = 0$  assoziiert ist.  $C_{T,m}$  hat daher die Einheit mm/K. Die abhängige Variable in der Definition von  $C_{P,m}$  ist monatlicher Niederschlag geteilt durch den Niederschlag im Referenzfall.  $C_{P,m}$  hat die Einheit mm. Der Term  $H$  repräsentiert alle nicht-linearen Terme.

Die SSC-Matrix besteht nun aus den 24 monatlichen Werten für  $C_{T,m}$  und  $C_{P,m}$ . Diese können mit Hilfe eines Massenbilanzmodells berechnet werden. Ob dieses auf einem einfachen oder komplexeren Wärmesummen- oder Energiebilanzmodell basiert, ist dabei zunächst unerheblich, solange es die kumulative Bilanz im

---

<sup>4</sup> Bei zukünftigen Angaben der Einheit wird aus Gründen der Übersichtlichkeit häufig auf die Angabe „Wasseräquivalent“ verzichtet. Dennoch ist immer, wenn nicht ausdrücklich anders angegeben, bei der Angabe der Einheit mm immer das Wasseräquivalent gemeint.

Verlauf eines Jahres berechnen kann. Während Oerlemans und Reichert (2000) SSC-Berechnungen auf einem Energiebilanzmodell basieren, wird in dieser Arbeit auf das oben vorgestellte Wärmesummenmodell zurückgegriffen. Zunächst wird dafür das beobachtete Massenbilanzprofil so gut wie möglich simuliert, was mit Hilfe des in Kap. 5.3.3 beschriebenen Gleichungssystems durchgeführt wird. Die mittlere beobachtete Massenbilanz für den Nordwestsektor der Devon-Eiskappe über den Zeitraum 1961–98 beträgt dabei  $-58 \text{ mm/Jahr}$  und ist somit ungleich 0. Um den Referenzstatus  $B_{ref}$  zu erhalten, wird die in das Modell einfließende Temperatur so angepasst, dass  $B = 0$  ist. Leicht nachvollziehbar werden dafür im Falle negativer mittlerer Massenbilanzen in der Regel höhere Temperaturwerte als die tatsächlich beobachteten notwendig sein. Zur Bestimmung von  $C_{T,m}$  und  $C_{P,m}$  führt man dann Modellläufe einerseits für monatliche Abweichungen der Temperatur (in dieser Arbeit:  $+2,4 \text{ K}$  und  $-2,4 \text{ K}$ ) und des Niederschlags ( $+10\%$  und  $-10\%$ ) von ihren jeweiligen Mitteln der einzelnen Monate im Untersuchungszeitraum durch und berechnet die beiden Werte mit Hilfe der Gleichungen (5.15) und (5.16). Die Temperaturvariationen von  $\pm 2,4 \text{ K}$  unterscheiden sich von denen, die Oerlemans und Reichert (2000) in ihren Berechnungen nutzen und wurden gewählt, um das folgende Problem bei der Nutzung von Wärmesummenmodellen zu vermeiden:

Der von Oerlemans und Reichert (2000) vorgeschlagene Wert von  $\pm 0,5 \text{ K}$  wurde für die Anwendungen in dieser Arbeit als zu niedrig angesehen. Probiert man unterschiedlich große Variationen aus, so kann sich dies auf die Werte für  $C_{T,k}$  auswirken – zumindest dann, wenn die Massenbilanzberechnung auf einem Wärmesummenmodell basiert. Ein Beispiel dafür ist der Monat September, in dem die Temperaturen nicht selten nur knapp unter dem Gefrierpunkt liegen können. Hier kann ein möglicher Einfluss der Septembertemperaturen unterschätzt werden, wenn diese in der Berechnung mit kleineren als tatsächlich auftretenden Temperaturvariationen nicht über den Gefrierpunkt steigen können. Daher wurde in dieser Arbeit ein Wert von  $\pm 2,4 \text{ K}$  eingesetzt, was der mittleren Standardabweichung der Monatsmitteltemperaturen des Zeitraums 1961–98 entspricht.

Nach der Berechnung gibt  $C_{T,m}$  dann schließlich an, um welchen Betrag pro  $1 \text{ K}$  Temperaturabweichung vom Referenzwert die Massenbilanz des Monats  $m$  von 0 abweicht.  $C_{P,m}/10$  würde dann beispielsweise angeben, um welchen Betrag diese bei einer Niederschlagsabweichung von  $10\%$  gegenüber dem über den Untersu-

chungszeitraum gemittelten Wert des jeweiligen Monats von 0 verschieden wäre. In der aus 24 Feldern bestehenden Matrix sind die Felder dann wie in Tab. 5.3 gezeigt angeordnet.

**Tabelle 5.3:** Die SSC-Matrix.

Monat	Temperatur	Niederschlag
Jan	$C_{T,1}$	$C_{P,1}$
Feb	$C_{T,2}$	$C_{P,2}$
Mrz	$C_{T,3}$	$C_{P,3}$
Apr	$C_{T,4}$	$C_{P,4}$
Mai	$C_{T,5}$	$C_{P,5}$
Jun	$C_{T,6}$	$C_{P,6}$
Jul	$C_{T,7}$	$C_{P,7}$
Aug	$C_{T,8}$	$C_{P,8}$
Sep	$C_{T,9}$	$C_{P,9}$
Okt	$C_{T,10}$	$C_{P,10}$
Nov	$C_{T,11}$	$C_{P,11}$
Dez	$C_{T,12}$	$C_{P,12}$

Bei der Untersuchung der jahreszeitlichen Abhängigkeit der Massenbilanz von 14 Gletschern unterschiedlicher Regionen fanden Oerlemans und Reichert (2000) heraus, dass der auffälligste Unterschied zwischen den verschiedenen SSCs in der Länge des Zeitraums bestand, in dem monatliche Abweichungen der Temperatur vom Referenzwert die jährliche Massenbilanz beeinflussen. Daher führten sie einen „Saisonalitätsindex“ (SI) ein, der diese Unterschiede quantifizieren soll:

$$SI = \frac{C_{T,6} + C_{T,7} + C_{T,8}}{\sum_{m=1}^{12} C_{T,m}} \quad (5.17)$$

Schließlich kann die SSC-Matrix auch dazu verwandt werden, Massenbilanzserien zu rekonstruieren. Dafür wird Gleichung (5.14) vereinfacht, indem man sie um den unbekannten Term  $H$  reduziert:

$$\Delta B(a) = \sum_{m=1}^{12} [C_{T,m}(T_{m,a} - T_{ref,m}) + C_{P,m}((P_{m,a} - P_{ref,m})/P_{ref,m})] \quad (5.18)$$

Hier bezieht sich der Index  $a$  auf das jeweilige Jahr im Untersuchungszeitraum und der Index  $m$  auf den jeweiligen Monat.  $T_{k,a}$  und  $P_{k,a}$  geben somit die Temperaturmittel bzw. den Niederschlag im Monat  $m$  des Jahres  $a$  an. Wie in Gleichung (5.14) geben  $T_{ref,m}$  und  $P_{ref,m}$  die Referenzwerte für Temperatur und Niederschlag des jeweiligen Monats  $m$  an, so dass  $B_{ref} = 0$ .



Anwendungen der in diesem Abschnitt vorgestellten Berechnungsarten findet man in Kap. 7.1.5, Kap. 7.1.6 und Kap. 7.2.2.



# Kapitel 6

## Modellparameter

Ein Vorteil eines Modells, das Massenbilanzen in Abhängigkeit von Temperatur und Niederschlag ausdrückt, ist die geringe Zahl an benötigten Geländedaten-sätzen. Dies gilt insbesondere im Vergleich mit Energiebilanzmodellen, die zumindest bei großräumiger Anwendung stark parametrisiert werden müssen, da eine ausreichend genaue Messung und Extrapolation von vielen benötigten klimatologischen Daten auf die gesamte Fläche eines Gletschers oder einer Eiskappe äußerst schwierig oder sogar unmöglich ist [Jóhannesson et al. (1995)]. Im diesem Abschnitt wird vorgestellt, welche Daten für das in dieser Arbeit angewandte Modell herangezogen wurden. Dabei werden zunächst die für die Kalibrierung der Simulationen notwendigen, im Gelände gemessenen Massenbilanzdaten beschrieben. Anschließend folgt die Darstellung der in den einzelnen Modelltermen benötigten Daten.

### 6.1 Massenbilanzdaten

In Kap. 4.3 wurde bereits näher auf die für die Devon-Eiskappe verfügbaren Massenbilanzdaten eingegangen, weshalb dieser Abschnitt hier nur kurz behandelt wird. In Dyurgerov (2002) sind Massenbilanzdaten aus dem Zeitraum 1961–1998 als mittlere Nettobilanz für den gesamten nordwestlichen Eiskappensektor veröffentlicht. Zudem sind dort für den gleichen Zeitraum auch die spezifischen Nettobilanzen für die einzelnen 100-m-Höhenintervalle angegeben. Diese höhenabhängigen Daten wurden für die Kalibrierung des Modells und den Vergleich mit

den simulierten Daten genutzt. Nach Winter- und Sommerbilanz aufgespaltene Massenbilanzreihen existieren nur für die letzten drei Jahrgänge 1996, 1997 und 1998. Zusätzlich sind in ein Update der globalen Massenbilanzdatenbank von Cogley und Adams (1998) bereits die mittleren Nettobilanzen für die Jahre 1999 und 2000 eingeflossen (basierend auf einer pers. Mitteilung von R. Koerner). Die für diese Arbeit relevanten Massenbilanzdaten sind im Anhang aufgeführt (Anhang A).

## 6.2 Akkumulationsterm

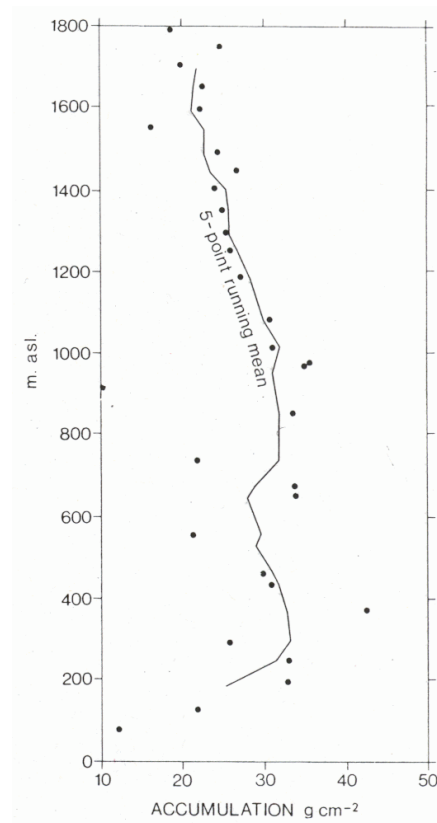
Niederschlagsdaten für den Bereich der Eiskappe stehen nicht direkt zur Verfügung. Verlässliche Messungen in der weiteren Umgebung der Eiskappe finden nur in Resolute statt. Im Vergleich mit Temperaturdaten lassen sich Niederschlagsmessungen aber viel schwerer von einem Gebiet auf das andere übertragen. Die in den Zeitserien von New et al. (2002) aufgeführten Niederschlagsdaten geben zwar einen Wert für den Bereich der Eiskappe an, dieser basiert jedoch wiederum lediglich auf den Daten aus Resolute und ist somit nicht verlässlicher als die Stationsdaten selbst. Zudem sind nicht die Niederschlagsmengen, sondern vielmehr die Akkumulationsraten von entscheidender Bedeutung für die Massenbilanz von Eismassen. Das Beispiel der Devon-Eiskappe wird zeigen, dass sich diese beiden Parameter stark voneinander unterscheiden können. Daher sollte für die Massenbilanzberechnungen besser auf Akkumulationsdaten denn auf (zudem noch sehr unsichere) Niederschlagsmessungen zurückgegriffen werden.

An den zur Baffin Bay zeigenden Flanken von Devon Island ist die Akkumulation mit teilweise mehr als 400 mm/a (Wasseräquivalent) besonders hoch [Koerner (1966)], was sich auch darin äußert, dass dort die Eiskappe großflächig bis ins Meeresspiegelniveau vorstößt. Nach Koerner (1979) fällt auch an den an die Baffin Bay grenzenden Flanken von Ellesmere Island relativ viel Niederschlag. Zum gleichen Ergebnis kommt Mock (1968) für die Thule-Halbinsel auf Grönland. Diese Beobachtungen könnten darauf schließen lassen, dass die Quelle der Feuchtigkeit im Bereich der Baffin Bay zu suchen ist. Über der Baffin Bay selber und auf der südlich von Devon Island gelegenen Bylot-Insel konnten solche hohen Raten jedoch nicht festgestellt werden, was darauf hindeutet, dass die Zone hoher Akkumulation wahrscheinlich nicht über das südliche Devon Island hinausreicht.

Die Grenze des Gebiets mit starker Akkumulation auf Devon Island ist – wie auch auf den entsprechenden Eismassen von Ellesmere Island – ziemlich scharf. Am stärksten ist der Gradient der Akkumulationsabnahme auf den obersten Bereichen der nach Westen ausgerichteten Hänge der Eiskappen. Ein Beispiel aus dem zentralen Ellesmere Island zeigt, dass innerhalb der ersten zwei Kilometer westlich des von Nord nach Süd verlaufenden Grats die Akkumulationsrate um 50% abnimmt [Koerner (1979)], was auf die starke orographische Bedingtheit der Niederschläge auf den Eiskappen hinweist.

Sucht man neben der Topographie nach weiteren Faktoren für die Verteilung der Akkumulationsraten auf der Devon-Eiskappe, so stellt man – zumindest im Südost-Sektor der Eiskappe – zusätzlich eine generelle (nicht immer lineare) Abnahme der Akkumulation mit zunehmender Entfernung von der Baffin Bay fest [Koerner (1966), Koerner (1979)], welche einen möglichen Anstieg des Niederschlags mit der Höhe teilweise mehr als ausgleicht. Daher befindet sich im Südosten der Eiskappe, wo die Eismasse erst im Meeresspiegelniveau endet, eine Zone mit maximaler Schneeanreicherung auf etwa 900 m ü.d.M., darüber nimmt die Akkumulation wieder ab (vgl. auch Abb. 6.1).

Die Daten aus Abb. 6.1 beziehen sich zwar nur auf ein Winterhalbjahr, dennoch sind sie ein Indiz für einen so genannten „Entfernung-zur-Quelle“-Effekt. Eine weitere mögliche Ursache für die Abnahme des Niederschlags in den oberen Bereichen des südöstlichen Eiskappensektors könnte auch ein von der Devon-Eiskappe selbst initiiertes Zirkulationssystem sein, das oberhalb 900 m ü.d.M. stark genug ist, um die Effekte der von der Baffin Bay herbeiziehenden Zyklonen zu mindern. Für die offensichtlich relativ hohe Feuchtigkeit der von der Baffin Bay stammenden Luftmassen gibt es ebenfalls mehrere Erklärungsmöglichkeiten. Es liegt dabei nahe, dem ganzjährig offenen Wasser der östlich von Devon Island gelegenen *North Water Polynia* eine große Rolle zuzuschreiben. Die Quelle für die feuchte Luft kann dabei zum einen die Polynia selbst sein. Zum anderen ist es aber ebenfalls möglich, dass eine thermisch induzierte Tiefdruckzelle über der nördlichen Baffin Bay feuchte Luftmassen aus dem Süden anzieht, welche dann ihre Feuchtigkeit über den umgebenden Landmassen ablagern. Ein gewisser Teil der Feuchtigkeit kann zudem auch lokalen Ursprungs sein, also von der Eiskappe selber stammen.  $\delta^{18}\text{O}$ -Berechnungen zeigen jedoch, dass dieser Anteil mit etwa 8% nur sehr gering ist [Koerner und Russell (1979), zitiert nach Koerner (1979)].



**Abbildung 6.1:** Schneeakkumulation (in  $\text{g}/\text{cm}^2$ ) auf der Südostseite von Devon Island für den Zeitraum August 1971 bis Juni 1972. Quelle: Koerner (1979).

Zu beachten ist in diesem Zusammenhang, dass die gemessene Akkumulation an den verschiedenen Standorten nicht direkt mit dem Niederschlag gleichgesetzt werden kann. Fiele auf einer Eismasse an jedem Punkt der gleiche Niederschlag, so könnte sich dennoch durch Verlagerung des gefallenen Schnees ein räumlich stark variierendes Akkumulationsmuster ergeben. Auch auf der Devon-Eiskappe ist zu beobachten, dass im Winterhalbjahr eine Verlagerung des Schnees durch katabatische Winde stattfindet, was ebenfalls eine Ursache für die Zunahme der Akkumulation in Richtung des Südostrandes der Eiskappe sein könnte. In diesem Zusammenhang hat Koerner (1966) im Rahmen von Massenbilanzuntersuchungen in den 60er-Jahren über mehrere Jahre die Akkumulationsverteilung auf der Devon-Eiskappe zu charakterisieren versucht und dabei folgende Erkenntnisse gewonnen:

Nach Ende der sommerlichen Schmelzperiode verteilt sich der Niederschlag im Herbst relativ gleichmäßig über die Eiskappe, bevor im Winterhalbjahr auftretende Schneeverdriftungen dieses Bild stark verändern. Die Frühlungsschneedecke

besteht daher im allgemeinen aus zwei unterschiedlichen Lagen: an der Oberfläche aus einer dichteren, feinkörnigeren Lage, die im Winter (Oktober bis April) abgelagert wurde, und darunter einer weniger dichten, grobkörnigeren Lage aus Schneefällen im Herbst (August bis September). Im Winter findet eine Resortierung des Schnees statt, die dazu führt, dass im Frühling deutlichere Unterschiede vor allem in der Dicke der Winterlage hervortreten. Misst man im Frühling die Dichte einer Jahresschicht, so lässt sich daraus die Dicke der Winterlage ableiten. Somit geben räumliche Schwankungen der Schneedeckendichte im Frühjahr recht gut die räumlichen Schwankungen der Winterakkumulation wieder. Die Verdriftung wird dabei vor allem durch katabatische Winde verursacht. Deren Stärke nimmt zur Spitze der Eiskappe hin generell ab, was dazu führt, dass in den obersten Bereichen der Eiskappe die Akkumulation aufgrund fehlender Verwehungen relativ hoch ist. Für die Spitze der Eiskappe existiert auch die einzige absolut verlässliche Abschätzung der langfristigen Akkumulation auf der Eiskappe. Eine Untersuchung von dort im Frühjahr 2000 durchgeführten, 15–20 m tiefen Bohrungen ergab eine durchschnittliche Akkumulationsrate von 217 mm (Wasseräquivalent) pro Jahr [Mair und Burgess (2001)]. Fast den gleichen Wert (216 mm/Jahr) ergab eine Analyse des im Jahre 1998 gebohrten Eiskerns auf der Spitze der Eiskappe [Henderson (2000), zitiert in Mair und Burgess (2001)]. Frühere Untersuchungen hatten bereits gezeigt, dass über die letzten vier Jahrzehnte und wahrscheinlich darüber hinaus die jährlichen Schwankungen dieses Wertes sehr gering waren [Koerner (2001)]. Wie bereits oben erwähnt, nimmt der Niederschlag von der Spitze in südöstlicher Richtung zum Rand der Eiskappe hin stark zu. Sein Maximum erreicht er mit etwa 400 mm pro Jahr in einer Höhe von etwa 900 m ü.d.M. Darunter bleibt dieser Wert bis ins Meeresniveau relativ konstant, auch wenn es lokal zu noch höheren Akkumulationsraten kommen kann. Die Ursachen für den Anstieg von der Spitze der Eiskappe zum Rand hin sieht Koerner (1966) zum einen in einem Abwärtstransport durch katabatische Winde und zum anderen in einer verstärkten atmosphärischen Instabilität und einem damit verbundenen höheren Niederschlag am Eiskappenrand.

Diese beiden Phänomene bestimmen auch die Verteilung der Akkumulation auf der Nordwestseite der Eiskappe, die sich dennoch von der im Südostsektor deutlich unterscheidet. Generell kann man auf der Eiskappe eine eindeutige Abnahme des Niederschlags von OSO nach WNW feststellen, die vor allem orographisch bedingt und deren Ursache in der Lage der Quelle eines großen Teils

der Feuchtigkeit im Bereich der Baffin Bay zu suchen ist. Innerhalb des Nordwestsektors gestaltet sich das Akkumulationsmuster dann auch ein wenig anders als im Südosten. Aufgrund fehlender oder zu schwacher katabatischer Winde sowie dem noch stärker spürbaren Einfluss der Nähe zur Feuchtigkeitsquelle ist die Akkumulation in den obersten Bereichen der NW-Sektors noch relativ hoch. Mit abnehmender Höhe Richtung NW nimmt die Akkumulationsrate aufgrund der windbedingten Abwärtsverlagerung des Schnees zunächst deutlich ab. Lokal kann es dabei Ausnahmen geben: Vor allem in steileren Abschnitten kann sich im Winter verdrifteter Schnee anlagern und zu höherer Akkumulation führen. Da sich der Eiskappenrand durch eine relativ steile Neigung auszeichnet, vermutet Koerner (1966), dass auch auf der Nordwestseite die Akkumulation zum Eiskappenrand hin wieder ansteigt, was durch Messungen während einer Traverse im Jahr 1963 zumindest teilweise bestätigt werden konnte.

Eine gesonderte Situation stellt der unterste Bereich des Massenbilanzsektors dar, der vom Sverdrup-Gletscher, dem einzigen Auslassgletscher im Nordwesten der Eiskappe, eingenommen wird. Seine Lage zwischen höher aufragenden, eisfreien Landmassen lässt vermuten, dass das auf dem Eiskappenplateau vorgefundene Muster nicht einfach auf diesen Abschnitt übertragen werden kann.

Seit dem Massenbilanzjahr 1996 wird auf der Devon-Eiskappe neben der Netto Bilanz auch die Winter- und Sommerbilanz für jeden Höhenabschnitt gemessen. Die kurz vor Beginn der Schmelzperiode gemessene Winterbilanz wurde herangezogen, um die mittlere Akkumulation in den verschiedenen Höhenbereichen abzuschätzen. Dazu wurden die drei Winterbilanzen von 1996, 1997 und 1998 gemittelt. Im Sommer ist vor allem in den oberen Bereichen der Eiskappe mit zusätzlicher Schneeakkumulation zu rechnen. Nach Messungen aus den Jahren 1961 und 1962 war oberhalb der Firnlinie der Sommerniederschlag allerdings nur für weniger als 10 % der Jahresakkumulation verantwortlich [Koerner (1966)]. In der Ablationszone wird dieser Anteil noch geringer sein, da zum einen mehr Niederschlag in Form von Regen fällt und dieser zum anderen auf einer schneefreien Eisfläche schneller abfließen kann. Um diesen Effekt mit einzubeziehen, wurde im Bereich der Akkumulationszone der Betrag der dort positiven Sommerbilanz auf die Winterakkumulation aufsummiert. Im Mittel ergab sich für die drei Jahre 1996–98 die in Tab. 6.1 aufgeführte Akkumulationsverteilung. Da das Akkumulationsmuster auf der Eiskappe von Jahr zu Jahr ähnlich ist [Koerner (1966)],



**Tabelle 6.1:** In den Berechnungen verwendete Akkumulationsverteilung im Nordwestsektor der Devon-Eiskappe. Berechnet auf Basis der Winterbilanzen der Jahre 1996–98 sowie der positiven Sommerbilanzen in der Akkumulationszone aus dem gleichen Zeitraum. Datengrundlage aus Dyurgerov (2002).

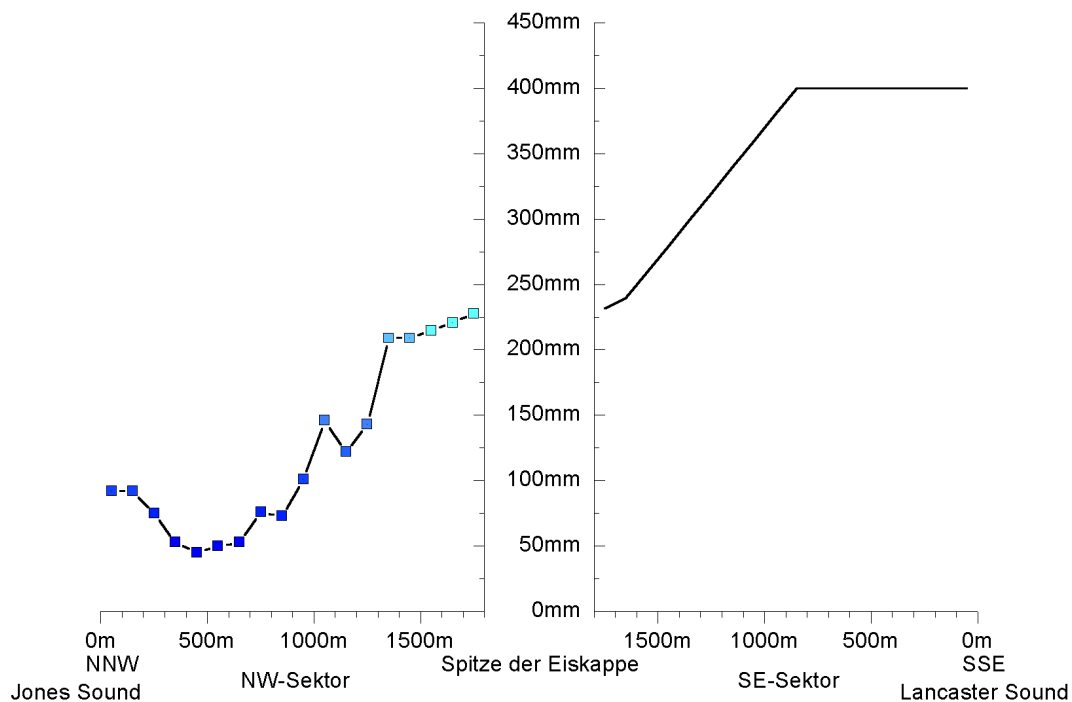
Höhe in m ü.d.M.	50	150	250	350	450	550	650	750	850
Akkumulation in mm/Jahr	92	92	75	53	45	50	53	76	73
Höhe in m ü.d.M.	950	1050	1150	1250	1350	1450	1550	1650	1750
Akkumulation in mm/Jahr	101	146	122	143	209	209	215	221	228

wird in dieser Arbeit davon ausgegangen, dass die in Tab. 6.1 aufgeführten Werte näherungsweise auf den gesamten Untersuchungszeitraum übertragen werden können.

Die mittlere Akkumulation im Massenbilanzsektor beträgt demnach 142,5 mm pro Jahr (flächenanteilig gemittelt). Die höchsten Werte werden an der Spitze der Eiskappe erreicht. Von dort nimmt die Akkumulationsrate zunächst langsam, unterhalb 1300 m ü.d.M. dann schnell ab. Zwischen 1000 m und 1100 m ü.d.M. tritt ein lokales Maximum auf, dessen Auftreten, sofern es nicht in einer Anomalität während des Messzeitraums begründet liegt, möglicherweise topographische Ursachen haben kann. In diesem Bereich gelangt man bereits an den Rand des Plateaus, wo die Neigung der Eiskappe steiler wird und die Anlagerung von Schnee begünstigen könnte. Zum anderen könnte die Nähe zu eisfreier Landoberfläche das Auftreten instabiler Bedingungen und somit die Niederschlagsentstehung fördern.

Unterhalb dieses lokalen Maximums mündet das Plateau in einen Auslassgletscher, den *Sverdrup Glacier*, welcher schließlich in den Jones Sound kalbt. In den steileren oberen Bereichen des Sverdrup-Gletschers sinken die Akkumulationsraten auf Werte bis unter 50 mm pro Jahr, um in den untersten 300 Höhenmetern, auf denen sich der Gletscher mit geringer Neigung die letzten etwa 10 km zum Jones Sound hin schlängelt, schließlich wieder auf über 90 mm pro Jahr anzusteigen.

Zusammen mit den Angaben von Koerner (1966), Koerner (1979) über die Akkumulation im Südost-Sektor der Eiskappe (vgl. auch Kap. 3.2.2) wurde so das in Abb. 6.2 dargestellte Muster der angenommenen mittleren Akkumulationsver-



**Abbildung 6.2:** Angenommene Akkumulationsverteilung im NW- und SO-Sektor der Devon-Eiskappe. Für den NW-Sektor wurden die Werte aus Tab. 6.1 zu Grunde gelegt, die abgeschätzten Werte im SO-Sektor basieren auf den Daten, die während verschiedener Traversen in den 60er- und 70er-Jahren beobachtet wurden [Koerner (1979)].

teilung in den beiden besprochenen Sektoren der Eiskappe erstellt.

### 6.3 Der Betrag des wiedergefrierenden Schmelzwassers

Während der Betrag des wiedergefrierenden Schmelzwassers auf Gletschern der gemäßigten Breiten im allgemeinen vernachlässigbar ist, muss sie auf subpolaren Eismassen wie der Devon-Eiskappe berücksichtigt werden. In Kap. 5.3.2 wurde bereits eine einfache Abschätzung des Betrags des wiedergefrierenden Schmelzwassers vorgestellt. Darin wird davon ausgegangen, dass das geschmolzene Wasser solange innerhalb des Firns wiedergefrieren kann, wie noch nicht alle offenen Poren gefüllt sind. Daher macht der Betrag einen bestimmten Prozentsatz der jährlich akkumulierten Schneemenge aus und hängt von der Dichte des gefal-

lenen Schnees und dem des schließlich entstehenden Eises ab. Dieses einfache Schema wurde von verschiedenen Autoren angewandt [z.B. von Ambach (1985), Braithwaite und Thomsen (1989), Reeh (1991)] und kam zum Einsatz sowohl in auf Wärmesummen basierenden Massenbilanzberechnungen [z.B. Braithwaite und Zhang (1999)] als auch in Gletscherabflussberechnungen, denen Energiebilanzberechnungen zugrunde liegen [z.B. Boon et al. (2003)]. Ausgehend von einer Schneedeckendichte, die etwa 40% der Dichte des Eises betrug, berechnete Reeh (1991), dass auf hocharktischen Eismassen ein Wasseräquivalent von etwa 60% der Winterschneedecke wiedergefroren, bevor ein Abfluss auftritt. Braithwaite et al. (1994) berechneten auf Basis gemessener Schnee- und Eisdichten einen Betrag von 58% der jährlichen Akkumulation. Mit den gleichen Daten würde eine Berechnung nach Pfeffer et al. (1991) einen Wert von 62% ergeben. In dieser Arbeit wurde der Wert von Reeh (1991) verwandt, da er zugleich das Mittel der beiden – auch recht nahe beieinander liegenden – Berechnungen darstellt.

## 6.4 Ablationsterm

### Ausgangsdaten

Verschiedene Temperaturdatensätze standen zur Verfügung. In der weiteren Umgebung der Eiskappe unterhält der *Meteorological Service of Canada* (MSC) automatisierte Wetterstationen in Resolute (ca. 350 km östlich), Grise Fiord (ca. 100 km nördlich) und Nanisivik (ca. 300 km südlich der Eiskappenmitte, zur Lage der Stationen vgl. Abb. 3.1). Über den gesamten Zeitraum der Jahre 1961–1998, also den Zeitraum, für den Massenbilanzdaten von der Devon-Eiskappe existieren, wurde nur die Station Resolute durchgehend betrieben.<sup>1</sup> Während die Daten von Resolute zudem praktisch ohne Lücken bzw. Fehler waren, traten bei den Daten für Grise Fiord immer wieder kleinere Lücken, bei den Daten aus Nanisivik häufig sogar größere Lücken auf. Ein Grund für die gute Qualität der Daten der Station Resolute, die auch zum WMO-Stationsnetz gehört (WMO-Stationsnr. 71924) liegt dabei wahrscheinlich an der guten und ständigen Betreuung der Wetterstation, die in unmittelbarer Nähe der ständigen Siedlung Resolute auf Cornwallis

---

<sup>1</sup> Zeitabschnitte der Datenaufzeichnung: *Grise Fiord*: 1973–77 und ab 1984; *Nanisivik*: seit 1976, vorher gab es dort in der Nähe eine Station in *Arctic Bay* (seit 1937).

Island liegt. Resolute mit seinem mehr als 200 ständigen Einwohnern ist auch wegen seines (u.a. militärisch genutzten) Flugplatzes und seiner für Expeditionen in die kanadischen Arktis günstigen Lage einer der wichtigsten Siedlungspunkte im äußersten Norden Kanadas.

Für die Arbeit war außerdem von Vorteil, dass mit den Daten von Resolute eine der längsten ununterbrochenen Datenreihen vorliegt. Monatsmitteltemperaturen und monatliche Niederschlagsdaten aus Resolute für die Jahre 1948–96 findet man bei Fetterer und Radionov (2000) im *Arctic Climatology Project – Environmental Working Group Arctic Meteorology and Climate Atlas* vor. Noch wertvoller sind die vom *Canadian Meteorological Centre* des MSC herausgegebenen täglichen Klimadaten aller offiziellen kanadischen Stationen. Diese können bei *Environment Canada*<sup>2</sup> täglich aktuell abgerufen werden und sind auch als Archiv auf CD-ROM erhältlich. Diese *Canadian Daily Climate*-CD-ROMs [CMC (2003)] enthalten z.B. tägliche Temperatur-, Niederschlags- und Schneehöhendaten, die an über 6900 aktiven oder inaktiven meteorologischen Stationen im Zeitraum von 1830–2002 aufgenommen wurden. Die darin enthaltenen Temperaturdaten wurden für das in dieser Arbeit angewandten Wärmesummenmodell genutzt. Als Inputvariable diente dabei die jeweilige Tagesmitteltemperatur, die in den Daten des CMC aus dem Mittel des gemessenen Tagesmaximums und -minimums errechnet wird.<sup>3</sup>

Zusätzlich konnte auf Daten von drei automatischen Wetterstationen auf der Eiskappe von Devon Island zurückgegriffen werden. Die Daten wurden freundlicherweise von Dr. Roy Koerner vom *Geological Survey of Canada* zur Verfügung gestellt. Sie umfassen den Zeitraum von Mai 2000 bis April 2001 und decken verschiedene Höhenbereiche der nach Nordwesten abfallenden Seite der Eiskappe ab. Damit befinden sie sich genau innerhalb des Sektors, in dem auf Devon Island die Massenbilanzmessungen stattfinden. Eine Station befindet sich in unmittelbarer Nähe der Spitze des Eisdoms auf 1900 m ü.d.M. (TOP), eine weitere etwas oberhalb der Gleichgewichtslinie auf 1339 m ü.d.M. (ELA) und eine dritte in 330 m Höhe ü.d.M. im Bereich des Sverdrup-Gletschers (SVG) (vgl. Tab. 6.2 und Abb. 6.3).

Eine Alternative zu den Daten aus Resolute wären die von New et al. (2002)

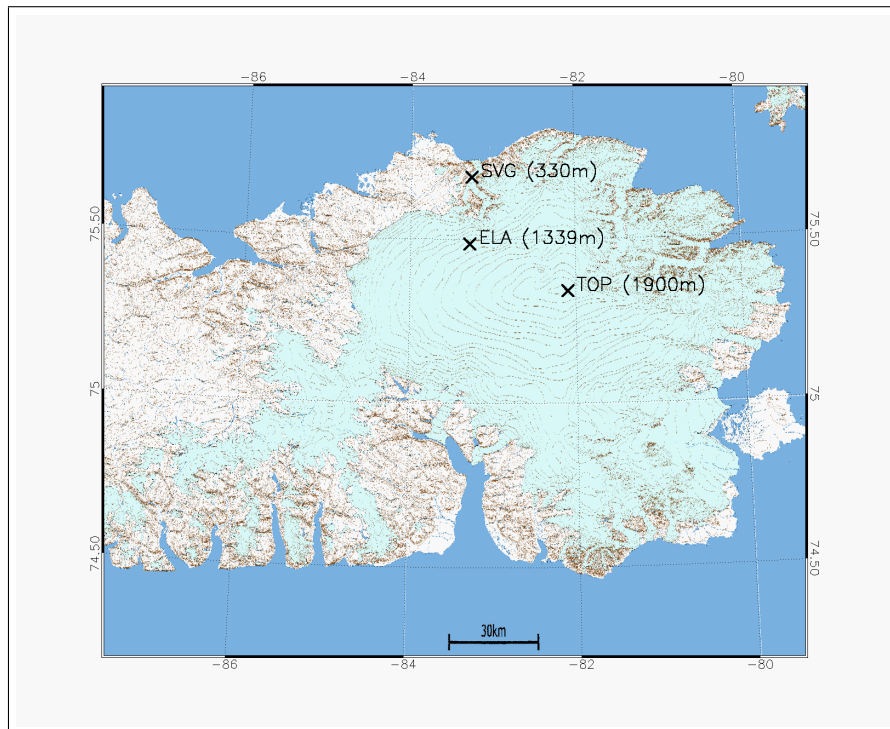
---

<sup>2</sup> siehe URL: <http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca> .

<sup>3</sup> Es sei darauf hingewiesen, dass dies nicht der – korrektere Ergebnisse liefernden – gewichteten Mittelung aus 3 Messungen am Tag entspricht.

**Tabelle 6.2:** Automatische Wetterstationen auf der Eiskappe von Devon Island. Quelle: R. Koerner (pers. Mitt.).

Kürzel	Breite	Länge	Höhe ü.d.M.	Lagebeschreibung	Zeitraum
Top	75°20,54' N	82°05,86' W	1900 m	auf der Spitze des Eiskappe	21.4.2000–24.4.2001
ELA	75°29,19' N	83°16,65' W	1339 m	nahe der Gleichgewichtslinie	2.5.2000–26.4.2001
SvG	75°41,40' N	83°15,50' W	330 m	auf dem Sverdrup-Gletscher	9.5.2000–28.4.2001



**Abbildung 6.3:** Lage der drei automatischen Wetterstationen auf der Eiskappe von Devon Island in der Saison 2000/2001. Quelle: R. Koerner (pers. Mitt.).

bzw. Mitchell et al. (2004) veröffentlichten hochaufgelösten Klimadatensätze. Die dort in einem Gitter mit einer Auflösung von  $0,5^\circ$  bzw.  $10'$  dargestellten Temperaturdaten basieren auf Extra- bzw. Interpolationen zwischen den Daten verschiedener Klimastationen im jeweiligen bzw. dessen benachbarten Gitterfeldern. Die Daten für die Gitterfelder, die das Gebiet der Devon-Eiskappe abdecken, basieren dabei lediglich auf den Daten aus Resolute. Da sie zudem nur monatliche Werte liefern (und nicht tägliche, wie die Daten aus Resolute selbst), wurde in diesen Daten keine bessere Eignung als in denen des CMC gesehen.

Dennoch nutzen viele Autoren für ihre Massenbilanzmodelle monatliche Temperaturwerte mit der Begründung, dass sowohl viele Instrumentenaufzeichnungen

als auch der Output der globalen Zirkulationsmodelle in Form von Monatswerten vorliegen. Diese machen die Rekonstruktion bzw. die Vorhersage der jeweiligen spezifischen Bilanz einfacher. Außerdem ließen sich so die Ergebnisse individueller Gletscher leichter miteinander vergleichen [Oerlemans und Reichert (2000)]. Um die Nutzung monatlicher Werte in Wärmesummenmodellen zu ermöglichen, schlug Braithwaite (1984) eine einfache Umrechnung von monatlichen Temperaturmittelwerten in die entsprechenden Wärmesummen vor: Dabei geht er von der Annahme aus, dass die täglichen Temperaturwerte eines Monats um den Monatsmittelwert normalverteilt sind. Durch die Wahl einer geeigneten Standardabweichung (bei Braithwaite zwischen 1 und 5) könne man so die Monatsmittelwerte in je nach Monat 28 bis 31 tägliche Werte umwandeln, und aus diesen wiederum dann die jeweiligen Wärmesummen errechnen. Nach Braithwaite (1984), der jedoch keine Hinweise darauf gibt, wovon die Wahl der Standardabweichung abhängig ist, liefert diese Umrechnung gute Ergebnisse. Für die Untersuchungen in dieser Arbeit ergab ein Vergleich zwischen den errechneten Wärmesummen auf Basis täglicher und monatlicher Mitteltemperaturen je nach gewählter Standardabweichung Unterschiede zwischen 4 und 36%. Bei einer Standardabweichung von 4, die z.B. von Braithwaite (1984) in seinem Beispiel angewandt wurde, unterschätzt die Berechnung der Wärmesummen auf Basis von Monatsmitteltemperaturen die tatsächlichen Wärmesummen auf der Devon-Eiskappe um etwa 20%.

Hier ist also Vorsicht geboten, möchte man die Wärmesummen aus Monatsmitteltemperaturen herleiten. Liegen, wie in dieser Arbeit, tägliche Werte geeigneter Stationen vor, sollte man auf diese zurückgreifen.

### 6.4.1 Berechnung des Offsets Resolute–Sverdrup Glacier

Ein Ziel von auf Wärmesummenmodellen basierenden Massenbilanzberechnungen ist die möglichst gute Abschätzung der Massenbilanz oder ihrer klimatischen Sensitivität auf der Basis einfach zu gewinnender Inputvariablen. Zur Berechnung der Wärmesummen bietet sich daher an, auf Daten von offiziellen Klimastationen zurückzugreifen, an denen ganzjährig unter Betreuung die entsprechenden meteorologischen Daten aufgezeichnet werden. Dies ist insbesondere dann von Vorteil, wenn sich Klimamessungen direkt auf dem Gletscher als logistisch zu aufwändig oder technisch zu schwierig gestalten. Allerdings ist in diesen Fällen darauf zu

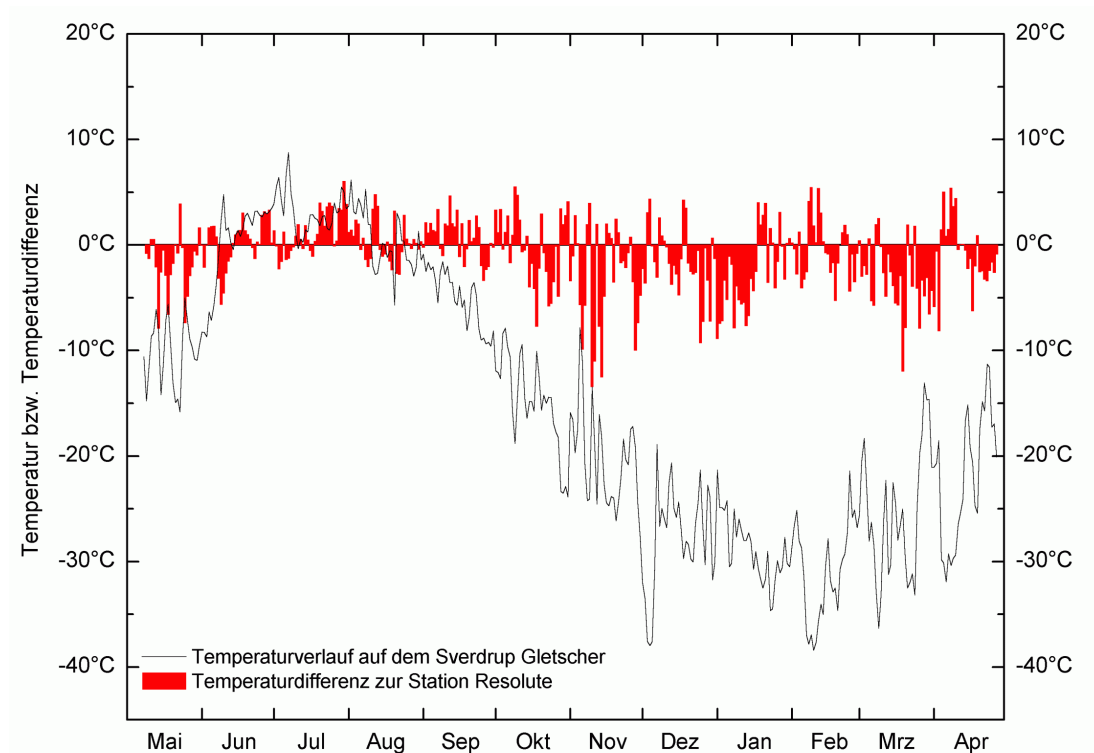
achten, dass die Eingangsdaten von einer Station stammen, die als hinreichend repräsentativ betrachtet werden kann. Will man Massenbilanzen für (z.B. vergangene) Zeiträume berechnen, in denen keine meteorologischen Messungen auf der untersuchten Eismasse stattgefunden haben, ist man zudem automatisch auf Daten von Stationen außerhalb der Eismasse angewiesen.

Wie bereits im vorangegangenen Kapitel dargestellt wurde, ist die Zahl der offiziellen Stationen in der Untersuchungsregion gering. Hinsichtlich der Datenqualität (vgl. Kap. 6.4) und der Repräsentativität für die untersuchte Eiskappe kann man nur die Station Resolute als geeignet ansehen. Von den drei direkt auf der Eiskappe unterhaltenen Stationen ist diejenige auf dem Sverdrup Gletscher aufgrund ihrer Höhenlage (330 m ü.d.M.) und ihrer Nähe zum Meer der Station Resolute am ähnlichsten. Für beide lagen parallele Daten vom 9.5.2000–28.4.2001 vor. Obwohl dieser Zeitraum nur knapp ein ganzes Jahr umfasst, wurde ein Vergleich beider Temperaturreihen vorgenommen, um einen Eindruck davon zu gewinnen, wie sehr sich die Temperaturverläufe ähneln. Bei einer starken Unterschiedlichkeit könnte eine Anpassung z.B. durch die Einbeziehung eines möglichen Offsets vorgenommen werden. Insgesamt ist die Übereinstimmung der Temperaturverläufe sehr hoch. Das Bestimmtheitsmaß (Quadrat des Pearson'schen Korrelationskoeffizienten  $r^2$ ) beträgt 0,942 (Tab. 6.3). Zwar weist die MSC-Station *Grise*

**Tabelle 6.3:** Vergleich zwischen den Temperaturverläufen an den Stationen Resolute und Sverdrup-Gletscher (Differenz =  $T(\text{Resolute}) - T(\text{Sverdrup-Gletscher})$ ).

Bestimmtheitsmaß $r^2$	
nach dem Pearson'schen Korrelationskoeffizienten	<b>0,942</b>
Mittelwert ( <i>Standardabweichung</i> ) der Differenz	
gesamter Zeitraum	<b>−0,913 (3,362)</b>
Juni	<b>0,199 (2,221)</b>
Juli	<b>1,206 (2,061)</b>
August	<b>0,321 (1,934)</b>
Juni–August	<b>0,579 (2,100)</b>
an Tagen, wo $T(\text{Sverdr.Gl.}) > 0^\circ\text{C}$	<b>0,584 (2,178)</b>

*Fiord* eine noch höhere Übereinstimmung mit der Station auf dem Sverdrup Gletscher auf ( $r^2 = 0,956$ ), was an der deutlich geringeren Entfernung (etwa 100 km) zum Untersuchungsgebiet auf der Nordwestflanke der Eiskappe liegen kann (vgl.



**Abbildung 6.4:** Differenz der Tagesmitteltemperaturen an den Stationen Resolute und Sverdrup Glacier ( $T(\text{Resolute}) - T(\text{Sverdr. Gl.})$ ) im Zeitraum vom 9.5.2000–28.4.2001. Datenquellen: CMC (2003), Koerner (unveröffentlicht).

Abb. 3.1). Jedoch wurden dort nur auszugsweise zwischen Oktober 1973 und Juni 1977 sowie an einem leicht veränderten Standort seit August 1984 Daten aufgezeichnet. Diese weisen zudem in gewissen Zeitabschnitten so große Lücken auf, dass sie für den Zweck dieser Untersuchung nicht geeignet waren.

Über den gesamten Untersuchungszeitraum 2000/2001 gesehen war die Temperatur in Resolute im Mittel um gut 0,9 K geringer als auf dem Sverdrup Gletscher. Die Ursache hierfür liegt allerdings vor allem in niedrigeren Wintertemperaturen begründet, während im Laufe des kurzen Sommers (Juni–August) die Temperaturen an der Station Resolute um knapp 0,6 K höher lagen (vgl. Abb. 6.4, Tab. 6.3). Möglicherweise spiegelt sich hierin die größere Kontinentalität, vor allem bedingt durch die größere Entfernung zu offenem Wasser bzw. die längere Bedeckung der Gewässer um Cornwallis Island mit Meereis wider. Für die Schmelzvorgänge auf der Eiskappe von Devon Island sind vor allem diejenigen Tage von entscheidender Bedeutung, an denen die Temperatur dort Werte von mehr als 0°C erreicht. An den Tagen, wo positive Tagesmitteltemperaturen für die Station Sverdrup Gletscher ermittelt wurden, betrug die Differenz zwischen den Daten beider Sta-



tionen 0,58 K. Im Schnitt war es also in Resolute ein wenig wärmer als auf dem Sverdrup Gletscher. Allerdings liegt die Gletscherstation auch in 330 m Höhe ü.d.M. und damit 262 m höher als diejenige in Resolute. Bei den für diese Region und zu dieser Jahreszeit typischen niedrigen Temperaturgradienten von  $-0,2$  bis  $-0,4$  K/100 m (vgl. Kap. 6.4.2) scheinen die auf das gleiche Höhenniveau umgerechneten Temperaturen also etwa gleich zu liegen. Daher wurden zur Berechnung der Wärmesummen auf der Eiskappe die Temperaturen aus Resolute – anders als es z.B. Bøggild et al. (1994) auf einem Gletscher in Nordostgrönland vornahmen – *ohne* Einbeziehung eines Offsets übernommen.

## 6.4.2 Temperaturgradienten

Die Gesamtmassenbilanz des untersuchten Eiskappensektors ergibt sich aus dem flächenanteilig gewichteten Mittel der spezifischen Massenbilanzen der verschiedenen Höhenbereiche. Daher müssen die spezifischen Bilanzen explizit berechnet werden. In der Regel geschieht dies für Höhenintervalle von 100 m Breite, um eine Vergleichbarkeit mit der im Gelände gemessenen Massenbilanz zu gewährleisten, die ebenfalls für 100 m-Intervalle bestimmt wird. Zur Modellierung der einzelnen spezifischen Massenbilanzen nach Gleichung (5.10) ist daher die Berechnung der Wärmesummen für jedes einzelne Höhenintervall notwendig.

Das Netz offizieller Stationen ist für Massenbilanzberechnungen im Allgemeinen und für solche in abgelegenen Regionen wie der kanadischen Arktis im Besonderen zu dünn, um die hierfür benötigten hochaufgelösten Temperaturinformationen liefern zu können. Ist der langjährige Unterhalt eigener Stationen auf dem untersuchten Gletscher nicht möglich oder nicht gewollt, muss man die Temperaturdaten einer möglichst repräsentativen Station auf das Untersuchungsgebiet extrapolieren. Nutzt man die Temperaturaufzeichnungen der Station Resolute als Ausgangsdaten für die Tagesmittel am Fuß der Eismasse auf Meeresspiegelhöhe (vgl. Kap. 6.4.1), so ist hierauf eine Berechnung der Temperatur bis zum höchsten Punkt der Eiskappe auf 1900 m Höhe erforderlich. Diese Berechnung der einzelnen Tagesmitteltemperaturen wird in der Regel mit Hilfe eines zu bestimmenden (konstanten oder veränderlichen) Temperaturgradienten durchgeführt.

Für gewöhnlich wird zur Extrapolation der Temperatur auf größere Gebiete ein Wert zwischen  $-0,55$  und  $-0,65$  K/100 m verwandt und unabhängig von den

jeweiligen Klimaregionen und Landbedeckungen als konstant angesehen. Dieser Wert basiert allerdings auf Bedingungen, die in der freien Atmosphäre herrschen, wo die Temperaturen relativ wenig vom Strahlungsumsatz an der Erdoberfläche, deren Reibungseigenschaften und den im Tagesablauf entstehenden Temperaturstrukturen abhängig sind. Die nicht in der freien Atmosphäre, sondern in Bodennähe, z.B. auf Gletschern gemessene Temperaturveränderung mit der Höhe kann von den oben genannten Beträgen abweichen, wie die Messungen von Bøggild et al. (1994), Arendt und Sharp (1999) und Koerner (diese Arbeit) zeigen.

Die Bestimmung des Temperaturgradienten für die Nutzung in Wärmesummenmodellen kann grundsätzlich auf zwei Weisen geschehen: einerseits als empirische Bestimmung oder Abschätzung auf der Basis von Geländeuntersuchungen oder andererseits, indem er durch ein Tuning des Modells auf den Wert gesetzt wird, der die beste Übereinstimmung des Modells mit den Geländemessungen ergibt. In der Literatur finden sich beide Möglichkeiten gleichberechtigt nebeneinander. Jóhannesson et al. (1995), Jóhannesson (1997) sowie Braithwaite und Zhang (2000) erhalten die Werte durch Tuning ihrer Modelle. Durch das Kalibrieren ihrer Modelle erhalten sie dabei Temperaturgradienten, die von  $-0,53 \text{ K}/100 \text{ m}$  bis  $-0,66 \text{ K}/100 \text{ m}$  bei Jóhannesson et al. (1995) bzw.  $-0,7 \text{ K}/100 \text{ m}$  bei Braithwaite und Zhang (2000) reichen (vgl. Tab. 6.4). Zumindest bei letzterem ist dabei anzumerken, dass für das Tuning seines Modells lediglich drei Werte für den Temperaturgradienten genutzt wurden ( $-0,6$  bzw.  $-0,7$  bzw.  $-0,8 \text{ K}/100 \text{ m}$ ). Die Möglichkeit des Auftretens kleinerer Temperaturgradienten schließt er auf diese Weise aus, obwohl Geländeuntersuchungen zeigen, dass durchaus deutlich kleinere Werte gemessen werden konnten [vgl. z.B. Arendt und Sharp (1999)].

Die Temperaturgradienten in den Modellberechnungen bei Laumann und Reeh (1993), Bøggild et al. (1994) sowie Arendt und Sharp (1999) hingegen basieren auf im Gelände gemessenen Daten. Laumann und Reeh (1993) erhalten auf diese Weise für ihre Berechnungen an drei norwegischen Gletschern Temperaturgradienten von  $-0,7$  bzw.  $-0,75 \text{ K}/100 \text{ m}$ . Diese Werte sind langjährige Mittel. Allerdings sind sie aus einem Vergleich der Temperaturwerte von je einer Klimastation auf dem jeweiligen Gletscher mit einer Station in gewisser Entfernung zu diesem Gletscher errechnet worden. In einem Fall liegt die Vergleichstation etwa 30–40 km vom Gletscher entfernt am Rande eines Fjords (Gletscherstation: Ålfotbreen, Vergleichstation: Førde). Dadurch hat man das Problem, dass sich die

**Tabelle 6.4:** Ausgewählte in der Literatur genannte Temperaturgradienten für Wärmesummenmodelle.

Gletscher (Region)	Gradient in K/100 m	Quelle	Bemerkung
John-Evans-Gletscher, Ablationszone (Ellesmere Island, kanad. Arktis)	−0,02 bis −0,34	Arendt und Sharp (1999)	Messung auf dem Gletscher über drei Sommer (1996–98)
John-Evans-Gletscher, Akkumulationszone (Ellesmere Island, kanad. Arktis)	−0,24 bis −0,63	Arendt und Sharp (1999)	Messung auf dem Gletscher über drei Sommer (1996–98)
Storstrømmen (NO-Grönland)	−0,40	Bøggild et al. (1994)	3-wöchige Messung auf dem Gletscher (Sommer 1990)
Sátujökull (Hofsjökull, Island)	−0,53	Jóhannesson et al. (1995)	Modelltuning
Nigardsbreen (Norwegen)	−0,58	Jóhannesson et al. (1995)	Modelltuning
2 Auslassgletscher des Hofsjökull (Island)	−0,60	Jóhannesson (1997)	Modelltuning
Qamanârssûp sermia (West-Grönland)	−0,66	Jóhannesson et al. (1995)	Modelltuning
Gries-, Limmern, Plattalva-, Rhône-, Silvrettagletscher (Schweiz)	−0,70	Braithwaite und Zhang (2000)	Modelltuning
Ålfotbreen (Norwegen)	−0,70	Laumann und Reeh (1993)	langjähriger Vergleich mit Station in großer Entfernung zum Gletscher (30–40 km)
Nigardsbreen, Hellstugubreen (Norwegen)	−0,75	Laumann und Reeh (1993)	langjähriger Vergleich mit Station in geringer Entfernung zum Nigardsbreen (ca. 5 km)

Temperatur an der Vergleichsstation von der am Gletscherfuß mehr oder weniger stark unterscheiden und daher der Temperaturgradient auf dem Gletscher selbst andere Werte annehmen kann. Außerdem lässt eine solche Berechnung die Besonderheiten des Klimas direkt auf dem Gletscher außer Betracht (vgl. Kap. 3.3).

Die Untersuchungen von Bøggild et al. (1994) am Storstrømmen in Nordostgrönland sind von diesem Problem nicht betroffen, da der Temperaturgradient hier direkt auf dem Gletscher gemessen wurde. Interessanterweise ergab diese Messung mit  $-0,4\text{ K}/100\text{ m}$  den niedrigsten der bisher genannten Gradienten. Allerdings stützt sich dieses Ergebnis auf eine nur dreiwöchige Messung während des Sommers 1990. War diese Messperiode durch eine untypische Witterung gekennzeichnet, könnte sich ein aus diesem Grund nicht-repräsentativer Temperaturgradient auf die Güte der Modellberechnungen auswirken.

Allen bisher genannten Bestimmungen des Temperaturgradienten als einer wichtigen Modellvariable ist gemein, dass sie von einem konstanten Gradienten über die gesamte Höhe und daher die verschiedenen Bereiche der Gletscher ausgehen. Eine Untersuchung von Arendt und Sharp (1999) über drei Sommer auf dem John-Evans-Gletscher (Ellesmere Island, nördl. kanad. Arktis) zeigt jedoch, dass in Ablations- und Akkumulationszone durchaus deutlich unterschiedliche Gradienten auftreten können: Die Werte für die Ablationszone (260–820 m ü.d.M.) waren dabei mit  $-0,02$  bis  $-0,34\text{ K}/100\text{ m}$  (Monatsmittelwerte für die einzelnen Sommermonate von Juli 1996 bis einschließlich Juli 1998) auffallend kleiner als die für die Akkumulationszone (820–1180 m ü.d.M.:  $-0,24$  bis  $-0,63\text{ K}/100\text{ m}$ ). Die Mittelwerte für jeweils den gesamten Sommer betragen zwischen  $-0,11$  und  $-0,30\text{ K}/100\text{ m}$  für die Ablationszone bzw. zwischen  $-0,35$  und  $-0,46\text{ K}/100\text{ m}$  für die Akkumulationszone. Dieser Unterschied zwischen den verschiedenen Bereichen scheint dabei recht stabil zu sein: Mit Ausnahme von zwei Fällen war der monatliche Temperaturgradient in der Ablationszone immer deutlich kleiner als der im oberen Bereich des Gletschers.

Die Untersuchung der Temperaturgradienten im Nordwestsektor der Devon-Eiskappe an Hand der Daten von drei Stationen über den Zeitraum von Mai 2000 bis April 2001 zeigt ähnliche Ergebnisse wie die des mehrere Hundert Kilometer nördlich gelegenen John-Evans-Gletscher. Zu diesem Zweck wurden dreistündlich aufgezeichnete Temperaturwerte an den drei während der Saison 2001/2001 laufenden automatischen Wetterstationen auf der Eiskappe untersucht. Die unterste

Station (Sverdrup Glacier (SvG)) befand sich in 330 m Höhe über dem Meeresspiegel auf dem Sverdrup Gletscher, einem großen Auslassgletscher im Nordwestsektor der Eiskappe. Die mittlere Station (ELA) befand sich 22,55 km südlich im Bereich der Gleichgewichtslinie auf 1339 m ü.d.M., so dass man mit Hilfe eines zwischen diesen beiden Stationen gemessenen Temperaturunterschieds den mittleren Temperaturgradienten im Bereich der Ablationszone bestimmen kann (im Folgenden auch *unterer* Temperaturgradient genannt). Die oberste Station (Top) lag in 1900 m ü.d.M. auf dem höchsten Punkt der Eiskappe, in einer Entfernung von 36,9 km west-südwestlich der mittleren Station (zur Lage der Stationen vgl. auch Abb. 6.3 und Tab. 6.2). Der Temperaturgradient zwischen diesen beiden Stationen repräsentiert daher den mittleren Gradienten für die Akkumulationszone (= *oberer* Temperaturgradient).

Ähnlich den Ergebnissen von Arendt und Sharp (1999) zeigen sich auch bei den in dieser Untersuchung genutzten Temperaturaufzeichnungen Unterschiede zwischen oberem und unterem Temperaturgradienten. Letzterer ist sowohl über den gesamten Messzeitraum als auch nur über die Sommermonate (Juni–August) gemittelt deutlich kleiner, d.h. die Temperatur nimmt im Bereich der Ablationszone mit der Höhe langsamer ab als in den höheren Lagen des Eiskappensektors. Zudem ist der untere Gradient auch kleiner als die meisten bisher in Massenbilanz- bzw. Wärmesummenmodellen genutzten Werte und bestätigt damit auch darin die Untersuchung von Arendt und Sharp (1999) am John-Evans-Gletscher auf Ellesmere Island (vgl. Tab. 6.5). Über das gesamte Messjahr gemittelt nahm die Temperatur in der Ablationszone mit zunehmender Höhe um 0,37 K/100 m und in der Akkumulationszone um 0,45 K/100 m ab. Die Standardabweichung ist insbesondere für den oberen Gradienten recht hoch. Eine Begründung hierfür kann darin liegen, dass die mittlere und obere Wetterstation in relativ großer Entfernung (knapp 37 km) zueinander liegen. So ist nicht auszuschließen, dass die auf der Spitze der Eiskappe liegende Station zumindest zeitweise stärker von den offenen Gewässern östlich von Devon Island (z.B. *North Water*) beeinflusst ist als die auf der Nordwestflanke der Eiskappe gelegenen Bereiche. Ein Indiz hierfür wäre z.B. auch die relativ rasche Abnahme des Niederschlags auf der Baffin Bay (und somit auch der North Water Polynia) abgewandten Seite der Eiskappe (vgl. Kap. 6.2).

Betrachtet man nur die drei Sommermonate (Juni bis August), so fällt auf, dass

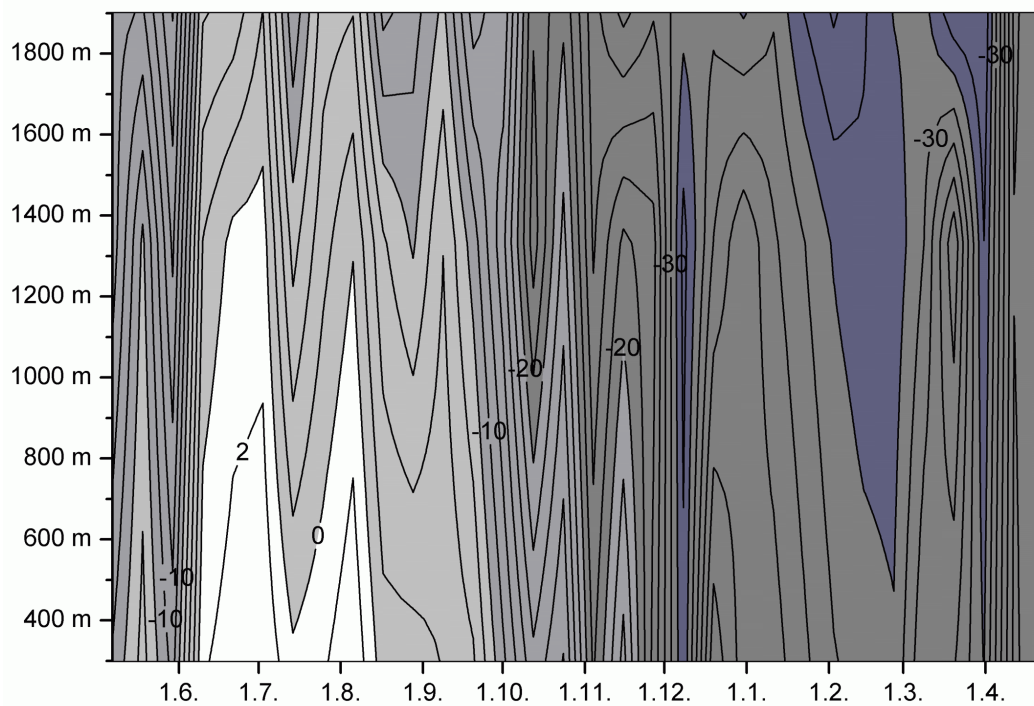
**Tabelle 6.5:** Mittlere Temperaturgradienten (*und deren Standardabweichung*) auf der Eiskappe von Devon Island. Berechnet auf Basis von Temperaturaufzeichnungen an automatischen Wetterstationen in der Nähe der Spitze des Eiskappendoms (Top, 1900 m ü.d.M.), in der Nähe der Gleichgewichtslinie (ELA, 1339 m ü.d.M.) und auf dem Sverdrup Gletscher (SvG, 330 m ü.d.M.).

Auswahl	mittl. Temperaturgradient in K/100 m			Probenumfang (3-stündl. Messungen)
	Top–ELA	ELA–SvG	Top–SvG	
7.5.2000–23.4.2001	−0,45 (0,84)	−0,37 (0,36)	−0,40 (0,31)	2817
Juni 2000	−0,61 (0,44)	−0,39 (0,21)	−0,47 (0,16)	240
Juli 2000	−0,57 (0,43)	−0,50 (0,23)	−0,52 (0,18)	248
August 2000	−0,44 (0,72)	−0,51 (0,28)	−0,48 (0,23)	248
Juni–August 2000	−0,54 (0,55)	−0,47 (0,25)	−0,49 (0,20)	736
wenn $T(\text{Top}) > 0^\circ\text{C}$	−0,06 (0,47)	−0,33 (0,23)	−0,23 (0,17)	40
wenn $T(\text{ELA}) > 0^\circ\text{C}$	−0,74 (0,35)	−0,26 (0,18)	−0,43 (0,16)	226
wenn $T(\text{SvG}) > 0^\circ\text{C}$	−0,63 (0,47)	−0,44 (0,24)	−0,50 (0,20)	525
$\text{PDD}_{\text{AWS}} = \text{PDD}_{\text{Mod}}^\dagger$	−0,51	−0,35	−0,41	

<sup>†</sup> Temperaturgradienten, die im Mittel vorherrschen müssten, damit die berechneten Wärmesummen den tatsächlich gemessenen entsprechen.

sowohl der untere als auch der obere Temperaturgradient um etwa 0,1 K/100 m größer sind und die Temperatur also im Durchschnitt mit der Höhe etwas schneller sinkt als während des Rest des Messzeitraums. Dies hängt selbstverständlich auch mit dem häufigeren Auftreten von Inversionen im Winter zusammen (vgl. Abb. 6.5), welche Woo und Ohmura (1997) auf starke Ausstrahlung und Kaltluftabflüsse zurückführen. Die Daten aus dem Untersuchungszeitraum bestätigen diese Annahme. In den Monaten Juni–August 2000 war die Temperatur nur an etwa 15% aller Messzeitpunkte an der obersten Station kälter als an der Station auf Höhe der Gleichgewichtslinie, welche wiederum nur an etwa 2% der dreistündlichen Temperaturmessungen eine niedrigere Temperatur als die Station auf dem Sverdrup Gletscher aufwies (Tab. 6.6). Bei einer Bewertung der Temperaturgradienten während des Sommers 2000 ist allerdings zu beachten, dass sich zwischen den einzelnen Monaten Juni, Juli und August deutliche Unterschiede zeigen. Zusätzlich erkennt man bei genauerer Betrachtung gerade an solchen Tagen ein sehr langsames Abnehmen der Temperatur in den unteren 1300 m, an denen große Teile der Eiskappe von Schmelzprozessen betroffen sind (−0,26 K/100 m wenn  $T(\text{ELA}) > 0^\circ\text{C}$ , vgl. Tab. 6.5).

Um abzuschätzen, welche Gradienten plausibel erscheinen, wurde außerdem be-



**Abbildung 6.5:** Lufttemperatur an der Oberfläche der Devon-Eiskappe vom 7.5.2000–23.4.2001. Berechnet auf Basis der Tagesmitteltemperaturen der drei automatischen Wetterstationen in der Nähe der Spitze des Eiskappendoms (Top, 1900 m ü.d.M.), in der Nähe der Gleichgewichtslinie (ELA, 1339 m ü.d.M.) und auf dem Sverdrup Gletscher (SvG, 330 m ü.d.M.). Isolinienabstand  $2^{\circ}\text{C}$ .

rechnet, welche Temperaturgradienten eine Übereinstimmung zwischen den tatsächlichen an den drei Stationen gemessenen Wärmesummen und den auf Basis der Gradienten errechneten erzielen. Diese betragen  $-0,35 \text{ K}/100 \text{ m}$  für die Ablationszone und  $-0,51 \text{ K}/100 \text{ m}$  für die Akkumulationszone. Auch hier ergeben sich für die unteren Bereiche der Eiskappe deutlich niedrigere Werte sowohl gegenüber den oberen Bereichen der Eiskappe als auch im Vergleich mit vielen in der Literatur genannten Werten.

Außerdem finden sich bei Woo und Ohmura (1997) Angaben für die mittlere Sommertemperatur auf Höhe der Gleichgewichtslinien im Nordwest- und Südostsektor der Eiskappe. Diese war im Südosten bei einer um etwa 350 m niedriger liegenden Gleichgewichtslinie um  $1,1 \text{ K}$  höher als im Nordwesten, woraus sich ein Gradient von  $-0,31 \text{ K}/100 \text{ m}$  errechnet. Dieser Wert kann zwar ebenfalls einen Anhaltspunkt für die Größe des Temperaturgradienten in dieser Höhenzone der Eiskappe bieten. Allerdings ist hier zu beachten, dass es sich zum einen um die mittlere Sommertemperatur handelt, also nicht unmittelbar mit einer Berech-

**Tabelle 6.6:** Inversionshäufigkeit auf der Eiskappe von Devon Island während des Messzeitraums vom Mai 2000 bis April 2001. Berechnet auf Basis von 3-stündlichen Temperaturaufzeichnungen an automatischen Wetterstationen in der Nähe der Spitze des Eiskappendoms (Top, 1900 m ü.d.M.), in der Nähe der Gleichgewichtslinie (ELA, 1336 m ü.d.M.) und auf dem Sverdrup Gletscher (SvG, 330 m ü.d.M.). *Kursiv in Klammern* sind die auf den entsprechenden Tagesmitteln basierenden Werte angegeben.

Zeitraum	Top–ELA	ELA–SvG	Top–SvG
7.5.2000–23.4.2001	797 (91)	352 (32)	294 (31)
Juni	23 (1)	6 (0)	0 (0)
Juli	28 (2)	1 (0)	0 (0)
August	61 (7)	9 (0)	4 (0)
Juni–August	112 (10)	16 (0)	4 (0)

nung aus zeitgleich durchgeführten parallelen Punktmessungen zu vergleichen ist. Zum anderen befinden sich die beiden Messorte auf unterschiedlichen Seiten der Eiskappe und unterliegen damit auch nicht-höhenabhängigen Einflüssen auf Unterschiede der jeweiligen Temperatur.

### Bestimmung der im Modell verwendeten Gradienten

Eine gesicherte Bestimmung der mittleren Temperaturgradienten ist auf Basis der nur über ein Jahr zur Verfügung stehenden Temperaturdaten nicht möglich. Die starken Schwankungen von Jahr zu Jahr, wie sie z.B. Arendt und Sharp (1999) festgestellt haben, lassen eine Übertragung der im Jahr 2000 gemessenen Gradienten auf den gesamten Untersuchungszeitraum nicht unmittelbar zu. Nichtsdestotrotz können einige Vorbemerkungen gemacht und die Bandbreite der plausiblen Werte eingeschränkt werden:

- Die Messungen von Arendt und Sharp (1999) auf dem John-Evans-Gletscher in den Jahren 1996–98 und von Koerner (diese Arbeit) auf der Devon-Eiskappe unterstützen die Annahme, dass der Temperaturgradient im Ablationsbereich der Devon-Eiskappe deutlich niedriger ist als der im Akkumulationsbereich. Daher ist die Anwendung zweier unterschiedlicher Gradienten für diese beiden Zonen von Vorteil.
- Alle in dieser Arbeit zitierten *direkt* auf einem Gletscher durchgeführten Messungen des Temperaturgradienten haben Werte ergeben, die deutlich



kleiner waren als die der freien Atmosphäre und auch als die in vielen Wärmesummenmodellen durch Tuning ermittelten.

- Die Temperaturgradienten sind entscheidend für die Größe der Wärmesummen in den verschiedenen Höhenbereichen der Eiskappe und damit auch für die dortigen Massenbilanzen. Sie sollten sich daher unmittelbar auf den Massenbilanzgradienten, also die Zunahme der Massenbilanz mit der Höhe auswirken. Beim Tuning des Modells sollte er so gewählt werden, dass die Steigung des Massenbilanzgradienten im Modell möglichst exakt nachgebildet wird. Es stellte sich heraus, dass dies bei einem unteren Temperaturgradienten von  $-0,35 \text{ K}/100 \text{ m}$  sehr gut der Fall war. Dies ist zudem genau der Gradient, der bei seiner Anwendung dazu führte, dass die mit seiner Hilfe errechneten Wärmesummen an der mittleren Station mit den dort gemessenen gut übereinstimmen.

Schließlich wurde ein Temperaturgradient von  $-0,35 \text{ K}/100 \text{ m}$  in der Ablationszone und einer von  $-0,51 \text{ K}/100 \text{ m}$  in der Akkumulationszone verwendet. Später wird an Beispielen verdeutlicht, dass andere Temperaturgradienten zu deutlich schlechteren Ergebnissen führen würden, da mit ihnen die Steigung des Massenbilanzprofils nicht zufriedenstellend nachgebildet werden konnte (vgl. Kap. 6.6).

### 6.4.3 Wärmesummenfaktoren

In Wärmesummenmodellen wird der Betrag von Schnee- und Eisschmelze mit der Summe der positiven Temperaturen während eines bestimmten Messzeitraums in Beziehung gesetzt. Den Proportionalitätsfaktor dieser Beziehung bezeichnet man als *Wärmesummen-* oder *Grad-Tag-Koeffizient* (engl. *degree-day coefficient*), der in Einheiten von  $\text{mm}/\text{d}^\circ\text{C}$  ausgedrückt wird.<sup>4</sup> In manchen Arbeiten wird dieser Faktor auch *Schmelzfaktor* (engl. *melt factor*, z.B. bei Hock (1998)) genannt. Die Wärmesummenkoeffizienten erklären sich durch den Effekt der lokalen Oberflächeneigenschaften wie Oberflächenalbedo oder Turbulenz auf die Stärke des Schmelzens. Üblicherweise werden die Koeffizienten für verschiedene Oberflächen als jeweils konstant angesehen, obwohl auch innerhalb einer Oberflächenklasse

<sup>4</sup> Sofern nicht anders angegeben, ist im Folgenden mit der Einheit *mm* immer *mm Wasseräquivalent* gemeint. Die Einheit spricht sich also „Millimeter Wasseräquivalent pro Tag und Grad Celsius“.

die Eigenschaften der Oberfläche veränderlich sind [Arendt und Sharp (1999)]. Dies sollte sich insbesondere auf Untersuchungen auswirken, bei denen eine hohe zeitlichen Auflösung notwendig ist. Da die Berechnungen in dieser Arbeit aber auf langjährigen Mitteln basieren, wird dieses Problem für die Untersuchungen als vernachlässigbar angesehen.

Ergebnisse aus Gelände- und Modellstudien haben gezeigt, dass der Wärmesummenfaktor für Schnee generell deutlich niedriger ist als der für Eis, was auf die unterschiedliche Albedo beider Oberflächentypen zurückzuführen ist. Bei ihren Untersuchungen an fünf Gletschern der Schweizer Alpen nehmen Braithwaite und Zhang (2000) im Schnitt ein Verhältnis von  $k_s/k_i = 0,6$  an. Der in Tab. 6.7 dargestellte Überblick über die in verschiedenen Untersuchungen gemessenen oder genutzten Schmelzfaktoren macht allerdings deutlich, dass sich sowohl die Faktoren für Schnee und Eis als auch deren Größenverhältnis zueinander von Eismasse zu Eismasse unterscheiden können. Es fällt dabei auf, dass außergewöhnlich hohe Werte (von 13,8 bis 22,2 mm/d°C) auf Spitzbergen und Grönland erreicht werden, und zwar in Bereichen, die durch sehr kalte Bedingungen mit sehr geringer Ablation gekennzeichnet sind. Nach Braithwaite (1995b) kann dies bei Betrachtung der Energiebilanz für die jeweilige Situation auch erwartet werden. Eine eindeutige Begründung für die verschiedenen Wärmesummenfaktoren in Tab. 6.7 ist jedoch nicht einfach. So würde man z.B. für die relativ hoch gelegenen Gletscher der Schweizer Alpen aufgrund geringerer turbulenter Ströme einen niedrigeren Wärmesummenfaktor für Eis erwarten als z.B. für die niedriger gelegenen Gletscher Norwegens und Grönlands [Braithwaite (1995a)]. Während die Ergebnisse von Kasser (1959) diese Annahme bestätigen, zeigen im Gegensatz dazu die Geländemessungen von Braithwaite und Zhang (2000) am Griesgletscher unerwartet hohe Werte für den Wärmesummenfaktor von Eis. Insgesamt scheint es dennoch in kalten Regionen eine Tendenz zu höheren Wärmesummenfaktoren für Eis und niedrigeren Koeffizienten für Schnee und dementsprechend ein niedrigeres Verhältnis  $k_s/k_i$  zu geben.

Ein direkter Vergleich von Wärmesummenkoeffizienten wird jedoch aus folgenden Gründen erschwert (vgl. auch Hock (1998)):

1. Für gewöhnlich werden die Schmelzkoeffizienten auf der Basis von Tagesmitteltemperaturen bestimmt. Diese können jedoch je nach der Art ihrer Berechnung variieren [Arnold und MacKay (1964)].

**Tabelle 6.7:** Wärmesummenfaktoren für verschiedene Gletschergebiete in  $\text{mm d}^{-1} \text{°C}^{-1}$ .

Eis ( $k_i$ )	Schnee ( $k_s$ )	$k_s/k_i$	Ort	Datenquelle
Alpen				
5,0–7,0 8,3–9,4	4,5		Weissfluhjoch, Schweiz	Zingg (1951)*
			versch. schweizer. Gletscher	Kasser (1959)*
			Griesgletscher, Schweiz	Braithwaite und Zhang (2000)
11,7	5,5	0,45	Gr. Aletschgletscher, Schweiz	Lang et al. (1977)
	5,3		Gr. Aletschgletscher, Schweiz	Lang (1986)**
6,2	4,5		Weissfluhjoch, Schweiz	De Quervain (1979)*
	3,8	0,61	Glacier de Sarnes, Frankreich	Vincent und Vallon (1997)
Skandinavien				
6,3			St. Supphellebreen, Norwegen	Orheim (1970)
5,5 ± 2,3			versch. norweg. Gletscher	Braithwaite (1977)*
6,4	4,4	0,69	Nigardsbreen, Norwegen	Jóhannesson et al. (1995)
6,0	4,5	0,75	Ålfotbreen, Norwegen	Laumann und Reeh (1993)
5,5	4,0	0,72	Nigardsbreen, Norwegen	Laumann und Reeh (1993)
5,5	3,5	0,64	Hellstugubreen, Norwegen	Laumann und Reeh (1993)
7,7	5,4	0,70	Sátujökull, Island	Jóhannesson et al. (1995)
6,3	4,4	0,70	Storglaciären, Schweden	Hock (1999)
13,8			Spitzbergen	Schytt (1964)
Grönland				
18,6			EGIG <sup>†</sup> Camp IV, Grönland	Ambach (1963, 1988)*
20,1–22,2			GIMEX <sup>††</sup> -Profil, Westgrönland	Van de Wal (1992)*
7,2	2,5	0,35	Nordbogletscher, Südgrönland	Braithwaite und Olesen (1989)
8,1	2,9	0,35	Nordbogletscher, Südgrönland	Braithwaite (1995b)
7,3	2,8	0,38	Qamanārssûp sermia, Westgrönland	Jóhannesson et al. (1995)
8,3	3,7	0,45	Qamanārssûp sermia, Westgrönland	Braithwaite (1995b)
5,9–9,8			Nordgrönland	Braithwaite et al. (1998)
kanadische Arktis				
6,3 ± 1,0			kanadische Arktis	Braithwaite (1981)
7,6	2,7–5,5		John-Evans-Gletscher, Ellesmere Island	Arendt und Sharp (1999)
Sonstige				
6,0	3,0	0,50	Franz-Josef-Gletscher, Neuseeland	Woo und Fitzharris (1992)*
6,9–7,1			Patagonien	Takeuchi et al. (1996)*

\*zitiert nach Braithwaite und Zhang (2000)

\*\*zitiert nach Hock (1998)

<sup>†</sup>Expédition glaciologique internationale au Groenland<sup>††</sup>Greenland Ice Margin Experiment, Universitäten Utrecht und Amsterdam

- Schwanken die Temperaturen im Laufe eines Tages um den Gefrierpunkt, so kann es an diesem zu positiven Temperaturen und damit Schmelzvorgängen kommen, obwohl die Tagesmitteltemperatur möglicherweise einen Wert kleiner  $0^\circ\text{C}$  annimmt und somit im Modell von keinen Schmelzprozessen ausgegangen wird. Dies könnte je nach Berechnungsvorgang zu einer Unterschätzung des Schmelzbetrags oder einer Überschätzung des Wärmesummenkoeffizienten führen. Diesem Problem wäre durch eine höhere

zeitliche Auflösung der Temperaturintegration zu begegnen.

3. In den verschiedenen Arbeiten sind die Wärmesummenkoeffizienten nicht unbedingt immer gleich definiert. Manche Arbeiten gehen z.B. davon aus, dass Schmelzvorgänge bei anderen Temperaturen als dem Gefrierpunkt beginnen und führten daher einen von  $0^{\circ}\text{C}$  verschiedenen Temperaturschwellenwert ein [Braun und Aellen (1990), Gottlieb (1980)]. Ein Schwellenwert oberhalb des Gefrierpunktes würde so der Tatsache Rechnung tragen, dass Schmelzprozesse nicht unbedingt schon bei einer Temperatur von  $0^{\circ}\text{C}$  auftreten müssen [Kuhn (1987)]. Auf der anderen Seite beobachtete Braithwaite (1995b) bei Untersuchungen in Grönland, dass Schmelzprozesse auch bei Temperaturen auftreten können, die unterhalb des Gefrierpunktes liegen. Aufgrund dieser unterschiedlichen Beobachtungen wurde der Schwellenwert in dieser Arbeit exakt auf  $0^{\circ}\text{C}$  gesetzt und damit auch auf den Wert, den die meisten vergleichbaren Arbeiten nutzen.

Trotz dieser Einschränkungen können die in der Literatur angegebenen Werte aus klimatisch der Devon-Eiskappe ähnlichen Regionen Anhaltspunkte darüber liefern, in welchem Bereich sich die Schmelzfaktoren dieser Studie voraussichtlich bewegen. Die einzigen für die kanadische Arktis existierenden Daten stammen von Braithwaite (1981) sowie Arendt und Sharp (1999). Erstere liefern einen Wert von  $6,3 \text{ mm/d}^{\circ}\text{C}$  für den Wärmesummenkoeffizienten von Eis und entstammen einer Auswertung von Messungen aus den 60er Jahren an drei Standorten auf Axel Heiberg Island und einem Standort auf dem Sverdrup-Gletscher, also einem Bereich am Rande der Devon-Eiskappe. Die Ergebnisse dieser Auswertung wurden auf den oben angegebenen Wert gemittelt und dann als Koeffizient für Eis angegeben. Möglicherweise ist dieser Wert ein Mischfaktor für Oberflächen aus Eis *und* Schnee. Für die Untersuchung existieren keine Angaben über Schnee- oder Eisbedeckung, weshalb nicht zwischen diesen unterschiedlichen Oberflächentypen unterschieden werden konnte. Da die Untersuchungsgebiete aber allesamt in relativ niedriger Höhe – mit im Sommer sehr seltener Schneebedeckung der Gletscheroberfläche – liegen, ist anzunehmen, dass der gemessene Schmelzfaktor dem für Eis relativ nahe liegt. Ähnliche Werte ergaben auch die Messungen von Arendt und Sharp (1999) auf dem John-Evans-Gletscher. Diese lieferten für den Sommer 1996 einen mittleren Wert für Eis von  $7,6 \text{ mm/d}^{\circ}\text{C}$ . Die an mehreren Standorten gemessenen und zusätzlich für den Sommer 1998 vorliegenden Da-

ten für Schneeoberflächen lieferten Werte zwischen 2,7 und 5,5 mm/d°C. Diese große Bandbreite weist darauf hin, wie stark die Koeffizienten bei punktuellen und kurzfristigen Messungen schwanken können, was auf die im Laufe ihres Alterungsprozesses stark unterschiedlichen Eigenschaften einer Schneedecke zurückzuführen ist. Bei kurzfristigen oder zeitlich hoch auflösenden Berechnungen kann dies durchaus ein großes Problem darstellen. Für die Berechnungen in dieser Arbeit, deren Wärmesummenkoeffizienten als langzeitliche Mittel anzusehen sind, liefern die Werte aus der kanadischen Arktis aber einen guten Hinweis auf die Bandbreite der auf der Devon-Eiskappe möglichen Werte.

Nimmt man vergleichbare Standorte aus Grönland hinzu, so fällt auf, dass sich der Großteil der Schmelzfaktoren für Eis an diesen Stationen zwischen etwa 7 und 10 mm/d°C bewegt (vgl. Tab. 6.7). Braithwaite (1995b) stellte bei einer Auswertung der ihm bekannten Koeffizienten zusätzlich fest, dass sich die Werte um einen mittleren Wert von etwa 8 mm/d°C scharen. Genau diesen Wert nutzten auch Huybrechts et al. (1991) für ein Modell zur Berechnung des Meeresspiegelanstiegs als Folge einer möglichen Erwärmung des grönländischen Eisschildes. Diese Häufung der Werte um 8 mm/d°C lässt die beiden Ausreißerwerte vom EGIG-Camp und dem GIMEX-Profil besonders exotisch erscheinen. Beim Tuning des Modells zeigt sich dann auch, dass mit solch hohen Werten keine plausiblen Ergebnisse erzielt werden können (vgl. Kap. 6.5).

Der Koeffizient für Schnee  $k_s$  ist bei allen genannten Untersuchungen deutlich niedriger als der für Eis und nimmt Werte zwischen 2,5 und 5,5 mm/d°C an. Es fällt auf, dass das Verhältnis  $k_s/k_i$  bei Gletschern der gemäßigten Breiten in fast allen Fällen größer als 0,6 ist, während es sich bei Eismassen in kälteren Regionen zwischen 0,35 und 0,45 bewegt. Dies könnte auf eine geringere Verschmutzung dieser Gletscheroberflächen, eine damit eine höhere Albedo und somit niedrigere Werte für  $k_s$  zurückzuführen sein.

### **Bandbreite der möglichen Werte für die Schmelzfaktoren**

Die optimalen Wärmesummenkoeffizienten für das jeweilige Massenbilanzmodell werden über ein Tuning der Parameter so bestimmt, dass die Modellergebnisse möglichst gut mit den gemessenen Werten übereinstimmen (vgl. Kap. 6.5). Aus den oben angeführten Bemerkungen können aber bereits im Voraus folgende An-

merkungen zur Plausibilität der Faktoren gemacht werden, die die Bandbreite der möglichen Werte einschränken:

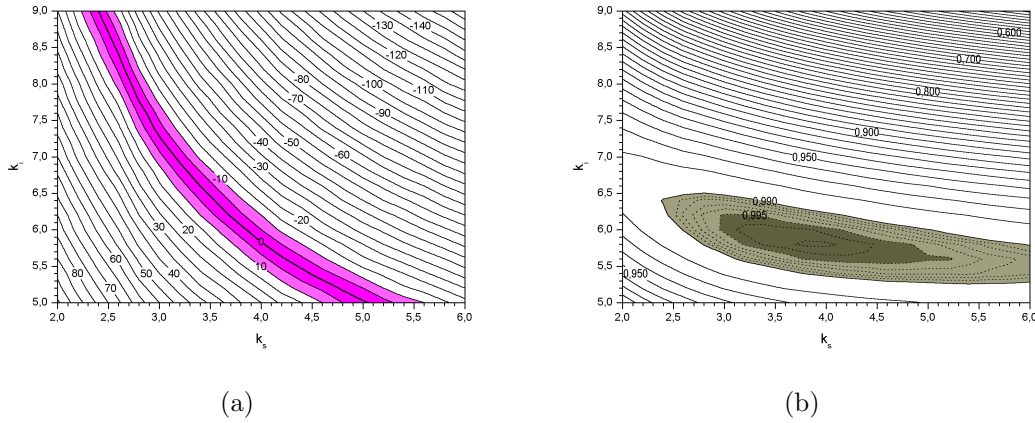
- Der Wärmesummenkoeffizient für Eis  $k_i$  liegt innerhalb der Bandbreite von 5,0 bis 13,8 mm/d°C.
- Der Koeffizient für Schnee  $k_s$  bewegt sich zwischen 2,5 und 5,5 mm/d°C.
- Das Verhältnis  $k_s/k_i$  bewegt sich voraussichtlich zwischen 0,35 und 0,75.

## 6.5 Ermittlung der Wärmesummenkoeffizienten

Um möglichst gute Simulationsergebnisse zu erzielen, sollten die optimalen Wärmesummenkoeffizienten zwei Voraussetzungen erfüllen. Zum einen sollten sie möglichst gut die gemessene mittlere Nettobilanz für den Zeitraum von 1961–98 wiedergeben, d.h. der Unterschied  $\Delta B$  zwischen Messung ( $B$ ) und Simulation ( $B^*$ ) sollte nahe 0 sein. Zum anderen sollte aber auch die spezifische Nettobilanz  $b_j$  in dem jeweiligen Höhenabschnitt möglichst gut nachgebildet werden, d.h. die höhenabhängigen Kurven der gemessenen und der simulierten Massenbilanz sollten so gut wie möglich übereinstimmen.

In beiden Fällen wurden Modellläufe für verschiedene Kombinationen von  $k_s$  und  $k_i$  mit einer Schrittweite von jeweils 0,1 mm/d°C durchgeführt. Innerhalb der am Ende von Kap. 6.4.3 genannten Bandbreite der möglichen Werte für die beiden Schmelzfaktoren wurde für jede Kombination das sich aus ihr ergebende Simulationsergebnis berechnet.

Um eine möglichst gute Übereinstimmung zwischen  $B$  und  $B^*$  zu erreichen, eignen sich eine Vielzahl von teilweise sehr unterschiedlichen Kombinationen, auch solche, die unrealistisch sind, z.B. weil bei Ihnen  $k_s$  größer ist als  $k_i$  (Abb. 6.6(a)). Dies verwundert nicht, wenn man sich verdeutlicht, dass ein und derselbe Mittelwert auf viele verschiedene Weisen erreicht werden kann: In diesem Fall wird die mittlere Nettobilanz aus den spezifischen Massenbilanzen aller 100 m-Höhenintervalle errechnet. Mit Hilfe bestimmter Kombinationen lassen sich zwar gute Annäherungen an den gemessenen Mittelwert erzielen, häufig wird dies jedoch zufällig durch eine Mittelung unplausibler spezifischer Massenbilanzen erreicht. Eine bestimmte Kombination von  $k_s$  und  $k_i$ , mit deren Hilfe sich die gemessene



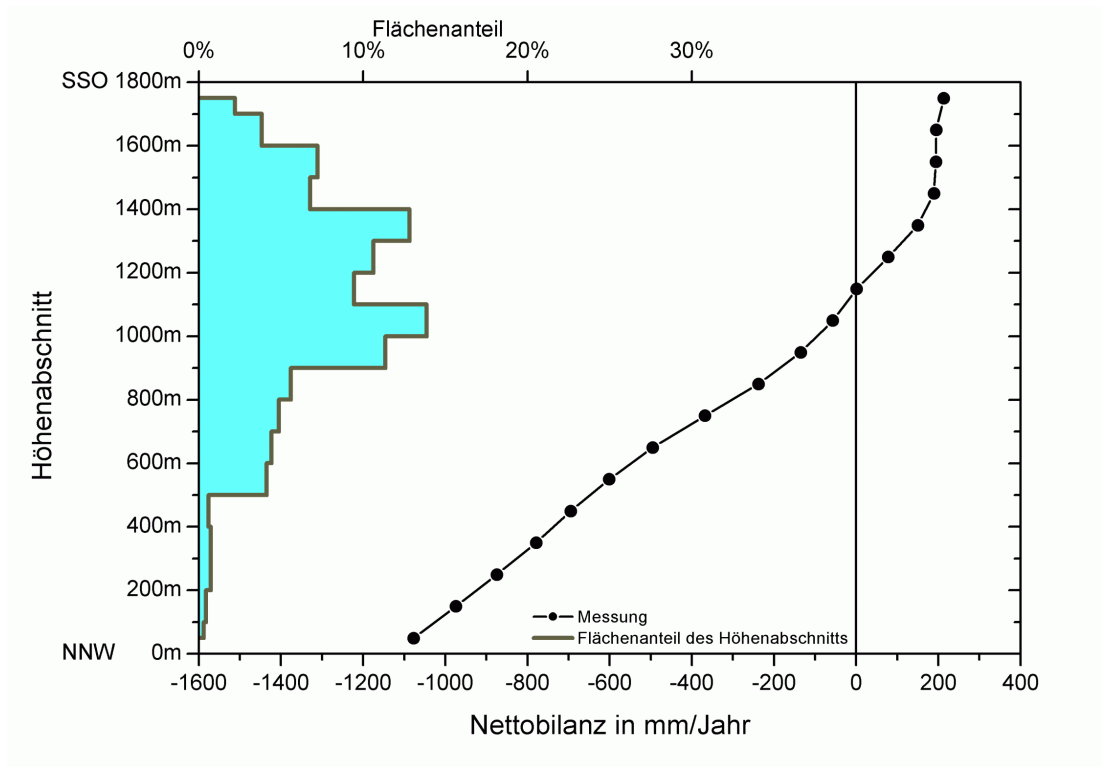
**Abbildung 6.6:** Variation der Differenz zwischen  $B$  und  $B^*$  (a) sowie dem Effizienzkriterium  $R^2$  (b) als Funktion der Wärmesummenkoeffizienten für Eis ( $k_i$ ) und Schnee ( $k_s$ ) [ $k_i$  und  $k_s$  in  $\text{mm/d}^\circ\text{C}$ ].

mittlere Nettobilanz exakt simulieren lässt, könnte dies beispielweise trotz einer möglicherweise starken Überschätzung der spezifischen Massenbilanz im Akkumulationsbereich erreichen, solange dies durch eine entsprechende Unterschätzung der spezifischen Bilanz im Ablationsbereich ausgeglichen wird.

Ziel der Berechnungen in dieser Arbeit ist aber eine möglichst gute Rekonstruktion der spezifischen Massenbilanz in *allen* Höhenbereichen, so dass der höhenabhängige Gradient der simulierten Massenbilanz mit der Kurve der in Abb. 6.7 dargestellten, gemessenen und über die Jahre 1961–98 gemittelten Massenbilanz für die einzelnen 100 m-Höhenintervalle möglichst gut übereinstimmt. Um den Grad der Übereinstimmung zwischen dem gemessenen und dem simulierten Gradienten zu quantifizieren, wurde daher für alle Kombinationen von  $k_s$  und  $k_i$  das Effizienzkriterium  $R^2$  nach Nash und Sutcliffe (1970) berechnet, mit:

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{j=1}^n (b_j - b_j^*)^2}{\sum_{j=1}^n (b_j - B)^2} \quad (6.1)$$

Dabei stehen  $b_j$  und  $b_j^*$  für die jeweilige gemessene bzw. simulierte Massenbilanz in den einzelnen Höhenabschnitten  $j$  von insgesamt  $n$  Höhenabschnitten.  $B$  ist die über alle Höhenabschnitte nach deren Flächenanteil gemittelte Nettobilanz des gesamten Gletschers. Ein Wert von  $R^2 = 1$  bedeutete in diesem Fall eine perfekte Übereinstimmung zwischen gemessenem und simuliertem Massenbilanzprofil. Eine in Abb. 6.7 parallel zur X-Achse verlaufende Gerade auf Höhe des Mittelwertes  $B$  hätte den Wert  $R^2 = 0$ . Negative  $R^2$ -Werte bedeuteten eine noch

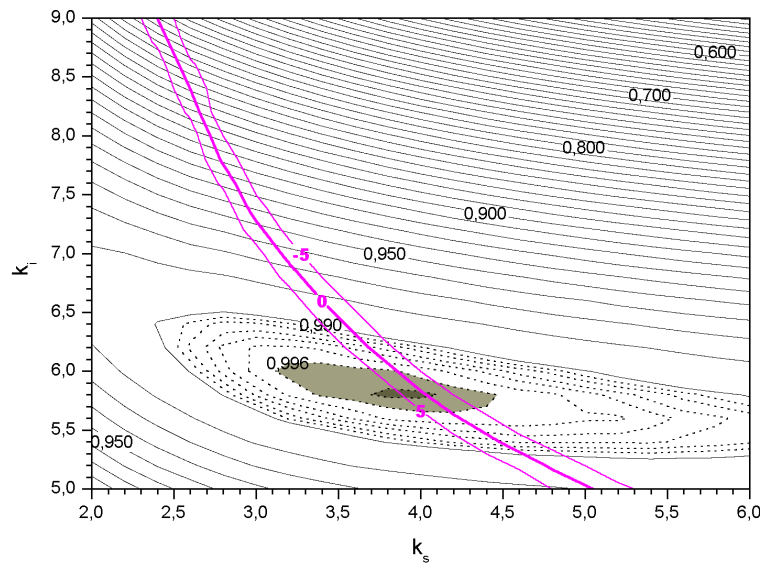


**Abbildung 6.7:** Über den Zeitraum 1961–98 gemittelttes höhenabhängiges Massenbilanzprofil. Eigene Berechnung auf Basis von Massenbilanzdaten aus Dyurgerov (2002).

schlechtere Übereinstimmung als die zwischen konstantem Mittelwert und den tatsächlich gemessenen Werten.

Ursprünglich entwickelt für hydrologische Abflussmodelle wird das Effizienzkriterium häufig zur Bewertung der Güte von Modellergebnissen angewandt [Hock (1999)], nicht selten sogar als einziges Kriterium [z.B. Gottlieb (1980)]. Berechnet man das Effizienzkriterium für die jeweils gemessenen bzw. simulierten Massenbilanzgradienten, ergeben sich für eine Reihe von Kombinationen sehr hohe Werte für  $R^2$ , was auf den recht gleichmäßig verlaufenden Verlauf der Gradientkurve zurückzuführen ist. Die höchsten Werte erhält man bei Kombinationen, bei denen  $k_i$  Werte von 5,6–6,1 und  $k_s$  Werte von 3,1–4,5 annimmt (vgl. Abb. 6.6(b)). In diesem Bereich sollten sich daher die Werte von  $k_s$  und  $k_i$  bewegen. Vergleicht man das Ergebnis mit dem für die Differenz von mittlerer gemessener und mittlerer simulierter Nettobilanz in Abb. 6.6(a), so erkennt man, dass sich für Kombinationen innerhalb der oben genannten Bandbreite teilweise Abweichungen für  $\Delta B$  von bis zu 30 mm/Jahr ergeben. Die Ursache hierfür liegt darin, dass bei diesen Kombinationen die größten Unterschiede zwischen den Kurven für den gemessenen





**Abbildung 6.8:** Bestimmung der optimalen Wärmesummenkoeffizienten. Bei Überlagerung der beiden Diagramme aus Abb. 6.6 erhält man als optimale Kombination:  $k_i = 5,8 \text{ mm/d}^\circ\text{C}$  und  $k_s = 4,0 \text{ mm/d}^\circ\text{C}$ .

nen und den simulierten Massenbilanzgradienten gerade in denjenigen Höhenabschnitten mit großem Flächenanteil auftreten. Eine optimale Kombination lässt die Simulation also die gemessene Kurve möglichst genau nachbilden und hält gleichzeitig den Fehler in den flächengrößten Höhenabschnitten besonders klein. Zur Bestimmung dieser Kombination bieten sich zunächst zwei Möglichkeiten an: zum einen könnte man in die Berechnung des Effizienzkriteriums den Flächenanteil der einzelnen Höhenabschnitte direkt einfließen lassen. Dies führt dazu, dass mit nach dieser Methode bestimmten Kombinationen für  $k_s$  und  $k_i$  die Kurve in den flächenmäßig großen Höhenabschnitten recht nahe an der gemessenen Kurve verläuft. Allerdings weicht sie in den flächenmäßig sehr kleinen, niedriger gelegenen Höhenabschnitten teilweise extrem von den Ergebnissen der Messung ab. Da dies unerwünscht ist, wurde die beste Kombination auf eine zweite Art bestimmt. Es wurden dabei unter den nach Bestimmung des Effizienzkriteriums gut geeigneten Kombinationen diejenigen ausgewählt, deren mittlere simulierte Nettobilanz der gemessenen möglichst nahe kommt. Zur Illustration sind dafür die wichtigsten Bereiche aus Abb. 6.6(b) und Abb. 6.6(a) übereinandergelegt dargestellt (vgl. Abb. 6.8). Daraus geht hervor, dass eine Kombination mit

$$k_i = 5,8 \text{ mm/d}^\circ\text{C}$$

und

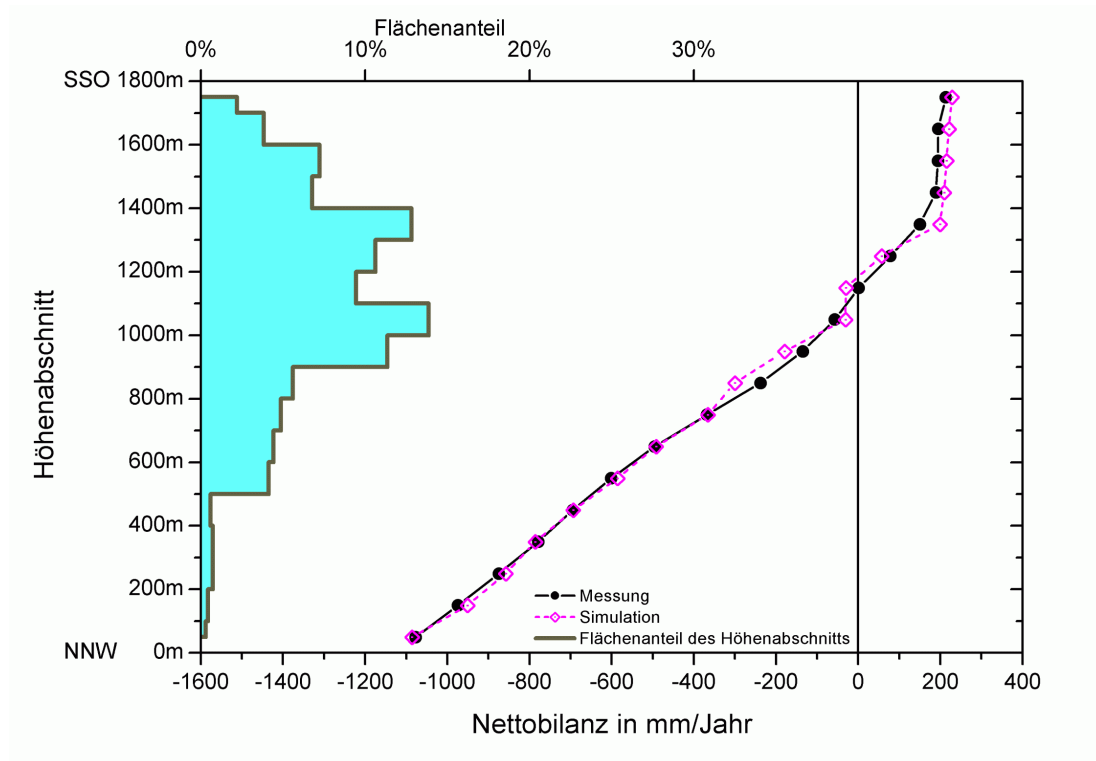
$$k_s = 4,0 \text{ mm/d}^\circ\text{C}$$

die beste Übereinstimmung zwischen Messung und Simulation darstellt. Beide Werte erscheinen auch im Hinblick auf vergleichbare Untersuchungen plausibel (vgl. Tab. 6.7). Der Wert für  $k_i$  liegt nahe dem von Braithwaite (1981) bestimmten Wert für die kanadische Arktis von  $6,3 \pm 1 \text{ mm d}^{-1}\text{C}^{-1}$ . Insgesamt liegen die Werte sowohl für  $k_i$  als auch für  $k_s$  in dem Bereich, der von verschiedenen Autoren auf skandinavischen Gletschern gemessen oder angewandt wurde. Die durch Modelltuning bestimmten Koeffizienten für  $k_i$  aus Grönland liegen hingegen mit Werten zwischen 7,2 und 8,3 mm/d°C höher. Dies könnte auf die größeren negativen Temperaturgradienten zurückzuführen sein, die in diesen Berechnungen genutzt wurden. Auch in dieser Untersuchung würden größere Temperaturgradienten als der hier genutzte zu größeren Wärmesummenkoeffizienten führen. Dies erscheint auch logisch, da bei größeren Temperaturgradienten von im Schnitt niedrigeren Temperaturen in den oberen Bereichen der Eiskappe ausgegangen werden muss. Diese können dann wiederum nur durch größere Schmelzfaktoren zu den beobachteten Ablationsmengen führen. Wie in Kap. 6.6 noch näher dargestellt wird, lässt sich mit größeren Temperaturgradienten das gemessene Massenbilanzprofil jedoch nicht mehr zufriedenstellend nachbilden. Dagegen liefert ein Modell unter Nutzung eines (unteren)<sup>5</sup> Temperaturgradienten von  $dT = -0,35^\circ\text{C}/100\text{m}$  zusammen mit einer Kombination von  $k_i = 5,8 \text{ mm/d}^\circ\text{C}$  und  $k_s = 4,0 \text{ mm/d}^\circ\text{C}$  eine sehr gute Übereinstimmung zwischen Messung und Simulation (Abb. 6.9). Aus diesem Grund erscheint die hier ermittelte Kombination in Verbindung mit dem in Kap. 6.4.2 bestimmten Temperaturgradienten plausibel, was zusätzlich ein weiteres Indiz dafür ist, dass im Untersuchungsgebiet auf der Eiskappe zumindest im Sommer kleinere Temperaturgradienten herrschen müssen als die häufig angenommenen von  $-0,6$  bis  $-0,7^\circ\text{C}/100\text{m}$ .

Damit können die im Modell genutzten Parameter wie in Tab. 6.8 angegeben dargestellt werden.

---

<sup>5</sup>Der Betrag des oberen Temperaturgradienten hat nur minimalen Einfluss auf das Ergebnis (vgl. Kap. 6.6).



**Abbildung 6.9:** Vergleich zwischen Messung und Simulation des Massenbilanzprofils der Devon-Eiskappe.

**Tabelle 6.8:** Im Massenbilanzmodell genutzte Modellparameter. Zusammengestellt auf Basis der in Kap. 6 aufgeführten Erläuterungen.

Parameter	Größe
Temperaturgradient (K/100 m)	
0–1300 m	–0,35
1300–1900 m	–0,51
Wärmesummenkoeffizient für Eis ( $\text{mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ )	5,8
Wärmesummenkoeffizient für Schnee ( $\text{mm d}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ )	4,0
Niederschlag in mm	
NW-Sektor	50–228
SO-Sektor	228–400
Refreezing-Faktor	0,60 (= 60%)

## 6.6 Einfluss der einzelnen Parameter auf das Modellergebnis

Die Simulation der mittleren Nettobilanz für den Nordwestsektor der Devon-Eiskappe liefert eine recht gute Übereinstimmung mit den gemessenen Werten. Die einzelnen im Modell genutzten Parameter beruhen aber z.T. auf Schätzungen oder Annäherungen, da für den Zeitraum keine direkten Datenaufzeichnungen z.B. von der Temperatur oder der Akkumulation existieren. Der Anteil des wiedergefrierenden Schmelzwassers wurde aus theoretischen Überlegungen abgeleitet und die Abschätzung des Temperaturgradienten erfolgte auf Basis relativ kurzer Messungen auf der Eiskappe. Schließlich wurden die Wärmesummenkoeffizienten so ermittelt, dass Modell und Simulation möglichst gut übereinstimmen. Dabei wäre theoretisch sogar eine Vielzahl von Kombinationen dieser beiden Parameter möglich gewesen, um die mittlere Nettobilanz ähnlich gut simulieren zu können wie mit der gewählten, in Tab. 6.8 angegebenen Kombination.

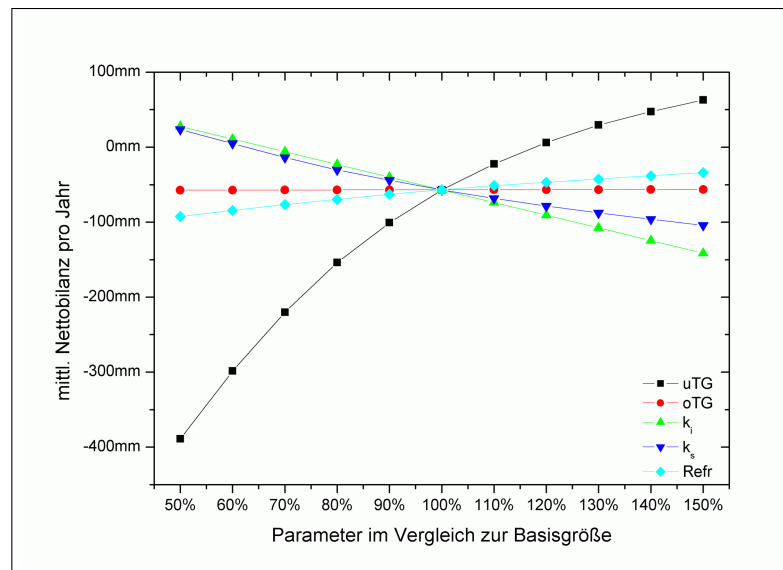
Dennoch können die gewählten Parameter als plausibel angesehen werden. In keinem Fall widersprechen die Abschätzungen den nach dem Literaturstudium erwarteten Werten. Der Wärmesummenkoeffizient für Schnee liegt im mittleren Bereich der bisher in anderen Regionen verwandten Werte. Der Koeffizient für Eis hingegen liegt im unteren Bereich des erwarteten Intervalls, z.T. unter den in vergleichbaren Studien aufgeführten Werten. Trotzdem spricht vieles für den ermittelten Wert für  $k_i$ : Geländemessungen in der Region (z.T. auch auf Devon Island) ergaben einen vergleichbar niedrigen Wert. Außerdem wurde in dieser Arbeit auch ein niedrigerer Temperaturgradient genutzt als in den vergleichbaren Studien an grönländischen Eismassen, was einen niedrigeren Wert für  $k_i$  nach sich zieht. Der Temperaturgradient beruht zwar nur auf den Messungen während eines Jahres. Dennoch ist dem Autor keine vergleichbare Studie in einer anderen Region bekannt, in der auf ähnlich detaillierte und verlässliche Weise der Temperaturgradient für die Nutzung in Wärmesummenmodellen bestimmt worden ist.

Zum Zwecke einer Quantifizierung des Einflusses von Variationen eines jeden einzelnen Parameters wurde berechnet, wie sich der Betrag der mittleren Nettobilanz bei einer Veränderung der Parameter ändern würde. Dies ist in Abb. 6.10 auf zwei Weisen dargestellt: Zum einen, wie sich die Bilanz ändert, wenn man

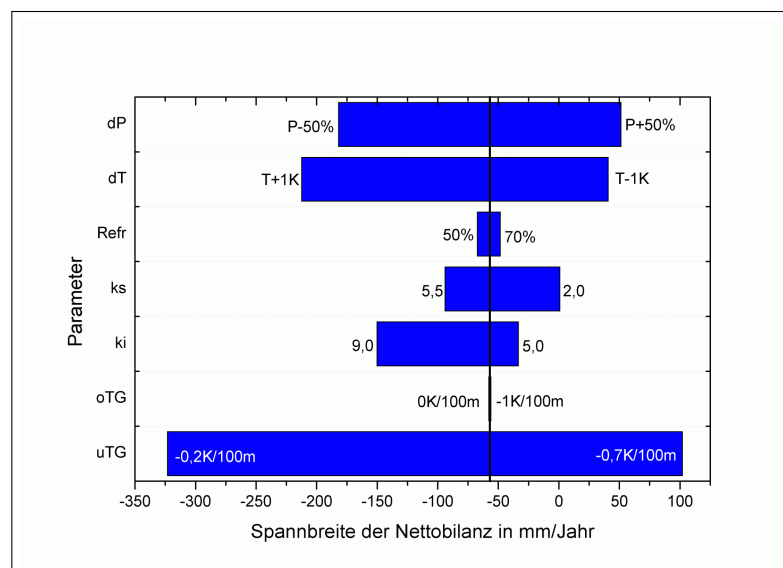
einen Parameter von 50% bis 150% des in Tab. 6.8 angegebenen Ausgangswertes variiert (Abb. 6.10(a)), und zum anderen, in welchem Intervall sich die mittlere Nettobilanz bewegen würde, würde ein Parameter einmal einen sehr kleinen noch plausiblen Wert und dann einen sehr großen noch plausiblen Wert annehmen (Abb. 6.10(b)).

Gerade der Temperaturgradient im Ablationsbereich hat große Auswirkungen auf das Ergebnis der Simulation. Verändert man ihn nur wenig, so wird das Ergebnis bereits deutlich beeinflusst. Der Temperaturgradient oberhalb der Gleichgewichtslinie hingegen scheint praktisch keinen Einfluss mehr zu haben, selbst, wenn man ihn von 0 bis  $-1 \text{ K}/100\text{m}$  variiert. Eher wenig Einfluss hat auch der Anteil des wiedergefrierenden Schmelzwassers an der jährlichen Akkumulation, während veränderte Wärmesummenkoeffizienten das Ergebnis wiederum recht stark beeinflussen können. Zum Vergleich ist in Abb. 6.10(b) zusätzlich aufgeführt, wie stark Niederschlags- oder Temperaturveränderungen von  $\pm 50\%$  bzw.  $\pm 1 \text{ K}$  die mittlere Nettobilanz dem Modell nach verändern würden.

Die großen Auswirkungen eines veränderten (unteren) Temperaturgradienten, der nur auf Basis der Messungen eines Jahres abgeschätzt wurde, lässt die Qualität der Simulationsergebnisse zunächst fragwürdig erscheinen. Schließlich würde ein anderer als der genutzte Gradient eine möglicherweise völlig andere Kombination der Wärmesummenfaktoren notwendig machen. So müsste bei einem Temperaturgradienten von  $-0,4 \text{ K}/100\text{m}$  der Wärmesummenkoeffizient für Eis auf  $k_i = 8$  ansteigen, um die gemessene mittlere Nettobilanz simulieren zu können. Das Problem in diesen Fällen ist aber, dass der Temperaturgradient in erster Linie für die Steigung des Massenbilanzprofils, also den Massenbilanzgradienten, verantwortlich ist. Bei einem deutlich anderen als dem in Tab. 6.8 angegebenen Temperaturgradienten für den Ablationsbereich wird das Massenbilanzprofil durch die Simulation nicht mehr zufriedenstellend nachgebildet. Illustriert werden kann dies am Beispiel eines Temperaturgradienten unterhalb der Gleichgewichtslinie von  $-0,6 \text{ K}/100\text{m}$ . In diesem Fall würden Kombinationen von beispielsweise  $k_i=13 \text{ mm}/\text{d}^\circ\text{C}$  und  $k_s=13 \text{ mm}/\text{d}^\circ\text{C}$  ( $\Delta B=+3 \text{ mm}/\text{Jahr}$ ) oder  $k_i=22 \text{ mm}/\text{d}^\circ\text{C}$  und  $k_s=4 \text{ mm}/\text{d}^\circ\text{C}$  ( $\Delta B=-1 \text{ mm}/\text{Jahr}$ ) zwar zu akzeptablen Werten für die gemessene mittlere Nettobilanz ( $B$ ) führen. Beide Kombinationen sind allerdings zum einen unplausibel (im ersten Fall wäre  $k_s$ , im zweiten Fall  $k_i$  zu hoch), zum anderen ist bei ihnen das Massenbilanzprofil zu steil, d.h. der Massenbilanzgra-

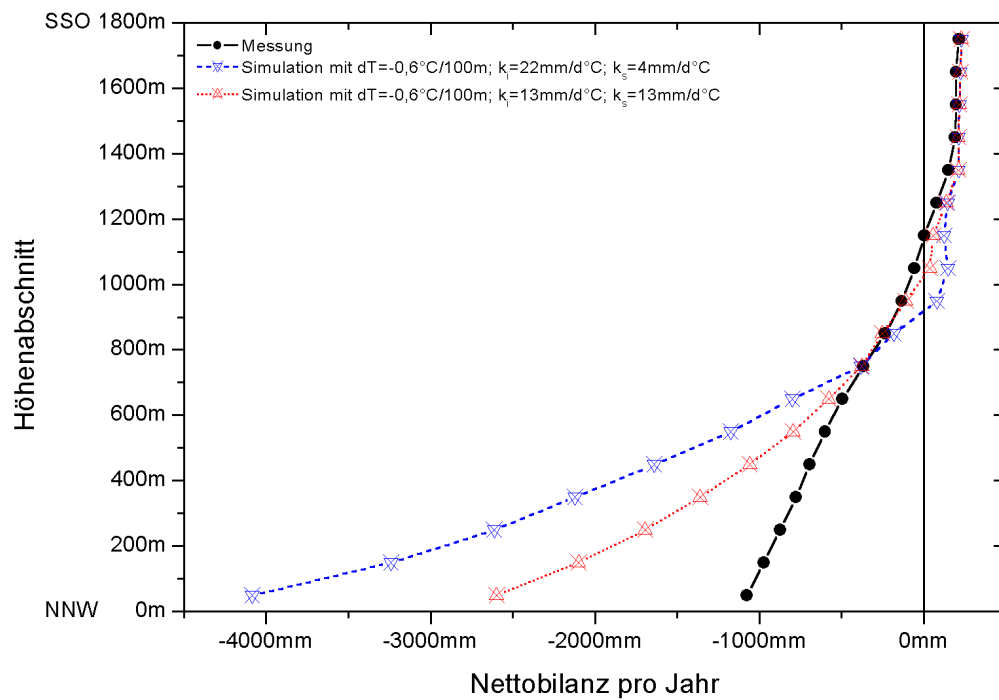


(a)



(b)

**Abbildung 6.10:** Veränderung der simulierten Nettobilanz bei Variation der einzelnen Modellparameter. Jeder Parameter wurde jeweils unabhängig von den anderen verändert. In (a) reichen die Werte von jeweils 50% bis zu 150% der in Tab. 6.8 angegebenen Ausgangswerte. In (b) ist dargestellt, in welchem Bereich sich die simulierte Nettobilanz bei Ausschöpfung der für möglich gehaltenen Maximal- und Minimalwerte für die einzelnen Parameter bewegen würde. dP: Niederschlagsvariation – dT: Temperaturvariation – Refr: Betrag des wiedergefrierenden Schmelzwassers in % der jährlichen Akkumulation –  $k_s$ : Wärmesummenfaktor für Schnee –  $k_i$ : Wärmesummenfaktor für Eis – oTG: oberer Temperaturgradient (ELA–TOP) – uTG: unterer Temperaturgradient (SVG–ELA).



**Abbildung 6.11:** Vergleich zwischen dem gemessenen Massenbilanzgradienten und zwei Simulationen bei einem Temperaturgradienten von  $dT = -0,6 \text{ K}/100\text{m}$ . Man erkennt, dass beide Kombinationen für  $k_i$  und  $k_s$  im Zusammenspiel mit dem gegebenen Temperaturgradienten zu keinem befriedigenden Ergebnis führen, obwohl sie die gleiche mittlere Nettobilanz wie bei der Messung ergeben.

dient zu groß. In beiden Fällen würde in den niedrigen Höhenabschnitten die Simulation der spezifischen Massenbilanz unakzeptabel niedrige Werte ergeben (vgl. Abb. 6.11).





# Kapitel 7

## Anwendung des Massenbilanzmodells

### 7.1 Mittlere Nettobilanz

Im diesem Abschnitt werden Simulationsergebnisse der mittleren spezifischen Nettomassenbilanz der Devon-Eiskappe vorgestellt. Zunächst wird dabei untersucht, wie gut die auf dem vorgestellten Massenbilanzmodell basierenden Simulationen die mittlere Nettobilanz und den mittleren Massenbilanzgradienten für den Zeitraum 1961–98 nachbilden (Kap. 7.1.1). Daraufhin wird die Güte des für den Nordwestsektor der Eiskappe kalibrierten Modells zusätzlich dadurch abgeschätzt, ob und wie gut es sich auf den südöstlichen Teil der Eiskappe übertragen lässt (Kap. 7.1.2). Anschließend werden Berechnungen vorgestellt, wie der Massenhaushalt der Eiskappe auf Veränderungen von Temperatur und Niederschlag reagieren würde (Kap. 7.1.3). In verschiedenen Abschnitten dieses Kapitels werden außerdem Versuche vorgestellt, mit Hilfe eines geeigneten Geländemodells die räumliche Verteilung der spezifischen Massenbilanz darzustellen. Den Abschluss bildet die Quantifizierung der klimatischen und der saisonalen Sensitivität der Massenbilanz der Devon-Eiskappe.

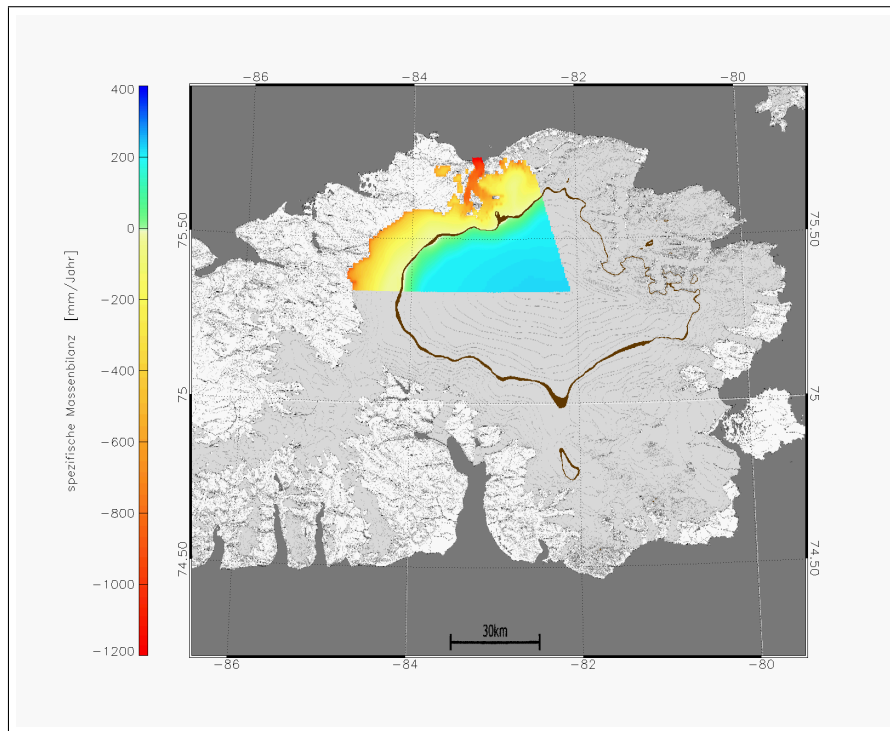
**Tabelle 7.1:** Abweichungen zwischen Messung und Simulation der spezifischen Nettobilanzen.

						Ablationszone						
Höhe in m	50	150	250	350	450	550	650	750	850	950	1050	1150
$\Delta B$ in mm	−9	+23	+17	+7	+1	+25	+3	+2	−62	−44	+26	−31
Akkumulationszone												
Höhe in m	1250	1350	1450	1550	1650	1750	Mittelwert (nach Flächenanteil gewichtet)					
$\Delta B$ in mm	−21	+49	+20	+21	+26	+15	-1					

### 7.1.1 Mittlerer Massenbilanzgradient des Eiskappensektors für den Zeitraum 1961–98

Mit Hilfe der in Kap. 6 beschriebenen und in Tab. 6.8 zusammengefasst aufgeführten Modellparameter lässt sich die mittlere Nettobilanz des Eiskappensektors wie auch die spezifische Bilanz in den einzelnen Höhenbereichen und somit auch der Massenbilanzgradient gut simulieren (vgl. Abb. 6.9). In den unteren Höhenabschnitten ist die Abweichung durchweg sehr gering. Oberhalb 1300 m ü.d.M. wird die Massenbilanz durch die Simulation leicht überschätzt, während sie im Bereich der mittleren Lage der Gleichgewichtslinie des Zeitraums 1961–98 und darunter in den meisten Fällen leicht unterschätzt wird. Die größte positive Abweichung findet man im Höhenabschnitt zwischen 1300 und 1400 m ü.d.M. (+49 mm), die größte negative Abweichung zwischen 800 und 900 m ü.d.M. (-62 mm) (vgl. auch Tab. 7.1). Die aus den Geländedaten abzulesende mittlere Lage der Gleichgewichtslinie befindet sich auf ca. 1150 m ü.d.M., während sie durch die Simulation gut 30 m höher liegend eingeschätzt wird (vgl. Abb. 6.9). Damit liegen diese räumlich recht nahe beieinander, wie auch aus der Darstellung der räumlichen Verteilung der spezifischen Massenbilanz im Nordwestsektor der Eiskappe deutlich wird (Abb. 7.1).

Ein Vergleich mit den Niederschlags- bzw. Akkumulationsdaten in diesem Bereich der Eiskappe (Tab. 6.1 und Abb. 6.2) legt nahe, den im Vergleich zu den Messdaten nicht-linearen Verlauf der spezifischen Massenbilanz in Höhen zwischen 800 m und 1300 m ü.d.M. auf die verwendeten Akkumulationsdaten zurückzuführen, welche ein ähnliches Muster zeigen. In diesem Zusammenhang wird in Kap. 8 nochmals auf die Problematik der verwendeten Akkumulationsdaten eingegangen.



**Abbildung 7.1:** Räumliche Verteilung der spezifischen Massenbilanz im Nordwestsektor der Devon-Eiskappe, gemittelt für den Zeitraum 1961–98. Gekennzeichnet durch eine braune Linie ist zusätzlich die aus den Geländedaten von 1961–98 gemittelte Lage der Gleichgewichtslinie im Höhenbereich  $1150 \pm 10$  m ü.d.M.

### 7.1.2 Übertragung des Modells auf den Südosten der Eiskappe

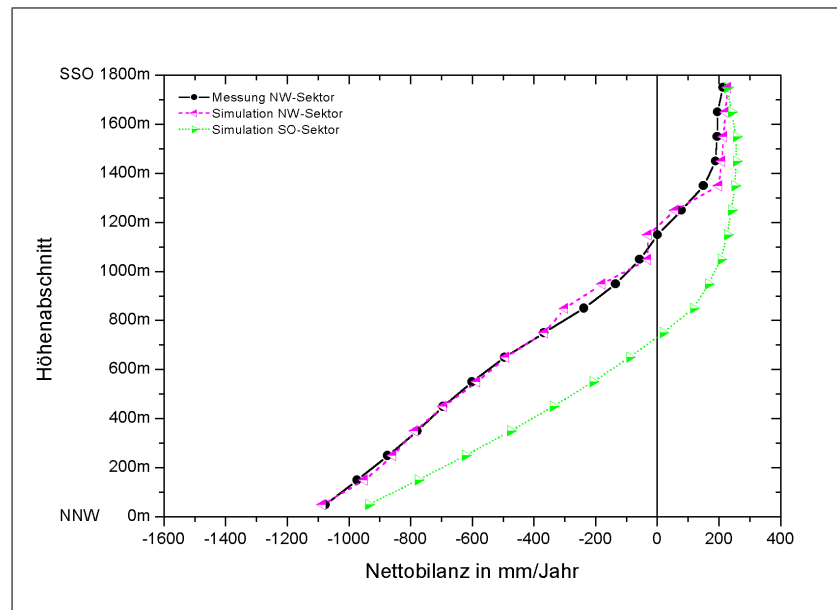
Das vorgestellte Massenbilanzmodell wurde für den Nordwestsektor der Devon-Eiskappe kalibriert, also für den Bereich der Eiskappe, für den im Gelände gemessene Massenhaushaltsdaten existieren. Die Robustheit eines solchen Modells wird auch dadurch bestimmt, wie gut es sich auf andere Gebiete übertragen lässt. Dass dies für gewöhnlich nur sehr schwer möglich ist, wird als ein Nachteil von Massenbilanzmodellen, die auf Wärmesummenberechnungen basieren, angesehen (vgl. Kap. 5.2). Sicherlich lässt sich das Modell dieser Arbeit nicht direkt auf entfernte Regionen übertragen, was schon allein durch die Nutzung z.T. deutlich verschiedener Wärmesummenfaktoren in anderen Untersuchungen verdeutlicht wird. Dennoch wäre es interessant zu wissen, ob sich das Modell mit den für den Nordwesten der Eiskappe kalibrierten Parametern zumindest auf andere Bereiche der gleichen Eiskappe anwenden lässt. Da für diese jedoch keine ausreichenden Massenbilanzdaten existieren, war nur eine indirekte Abschätzung der Übertragbarkeit des Modells möglich: Es wurde dabei verglichen, ob mit Hilfe des Modells

die mittlere Höhenlage der Gleichgewichtslinie im Südostsektor simuliert werden kann. Herangezogen wurde dazu die in Kap. 6.2 beschriebene und in Abb. 6.2 dargestellte Niederschlagsabschätzung. Bei Woo und Ohmura (1997) werden für den Südosten der Eiskappe außerdem eine gegenüber dem Nordwesten um 1,1 K höhere Sommermitteltemperatur sowie eine auf 700 m ü.d.M. liegende mittlere Gleichgewichtslinie genannt (vgl. auch Tab. 3.2). Diese Werte für Temperatur und Niederschlag fanden in den folgenden Modellberechnungen für den Südostsektor Berücksichtigung, während alle anderen Parameter, also auch die Wärmesummenfaktoren, unverändert blieben. Das Ergebnis dieser Simulation zeigt Abb. 7.2.

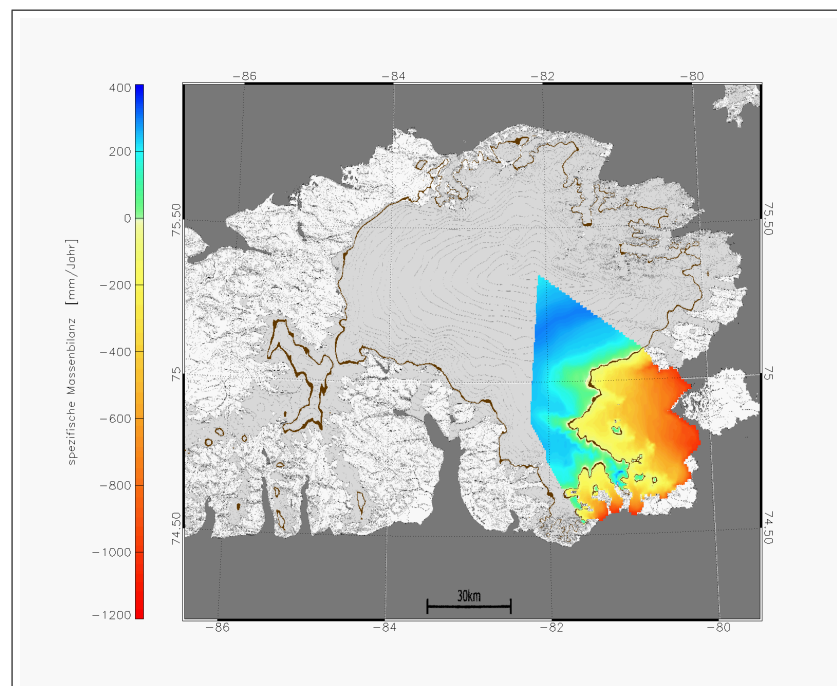
An der Spitze der Eiskappe, wo sich die beiden Sektoren treffen und somit auch der gleiche Niederschlag herrscht, ist auch die Massenbilanz in beiden Fällen gleich groß. Mit abnehmender Höhe nimmt im Südosten jedoch die Akkumulation zunächst zu, so dass die spezifische Nettobilanz ein Maximum im Bereich von etwa 1400 m ü.d.M. erreicht. Erst darunter wirken sich höhere Temperaturen so stark aus, dass sie den bis 900 m ü.d.M. auf 400 mm/Jahr ansteigenden Niederschlag ausgleichen und die Massenbilanz zunächst langsam, unterhalb 900 m ü.d.M. dann mit gleichbleibendem Niederschlag schneller abnimmt. In allen Höhenbereichen bleibt die spezifische Bilanz jedoch über der in den entsprechenden Höhenbereichen des Nordwestsektors. Die Gleichgewichtslinie liegt laut Simulation bei etwa 730 m ü.d.M., also 30 m höher als der in der Literatur bei Woo und Ohmura (1997) angegeben.

### 7.1.3 Reaktion auf potenzielle Klimaveränderungen

Hat man mit dem Massenbilanzmodell die gemessenen Massenbilanzdaten zufriedenstellend simulieren können, kann das gleiche Modell dazu angewandt werden, die Reaktion der Eismasse auf mögliche Veränderungen von Temperatur und Niederschlag (und damit Akkumulation) und so ihre klimatische Sensitivität abzuschätzen. Dazu können Standardgrößen oder prognostizierte Werte für diese Parameter eingesetzt werden. Um eine Vergleichbarkeit mit Untersuchungen an anderen Gletschern zu gewährleisten, wurden in den folgenden Modellläufen positive bzw. negative Temperaturveränderungen von +1 K bzw. -1 K sowie Niederschlagsänderungen von +20% bzw. -20% gegenüber den jeweiligen Mitteln



(a)



(b)

**Abbildung 7.2:** Simulierte Massenbilanz für den Südostsektor der Devon-Eiskappe: Massenbilanzgradient im Vergleich mit dem Nordwesten (a) bzw. räumliche Verteilung der spezifischen Massenbilanz (b), jeweils gemittelt für den Zeitraum 1961–98. Gekennzeichnet durch eine braune Linie ist in (b) zusätzlich die bei Woo und Ohmura (1997) angegebene mittlere Lage der Gleichgewichtslinie im Höhenbereich  $700 \pm 10$  m ü.d.M.

für den Zeitraum 1961–98 ( $T_0$ ,  $P_0$ ) angenommen. Zusätzlich sollte gelten, dass sich die Niederschlagsänderungen direkt auf die jeweiligen Akkumulationsraten auswirken, d.h. diese um den gleichen Betrag ansteigen oder absinken.

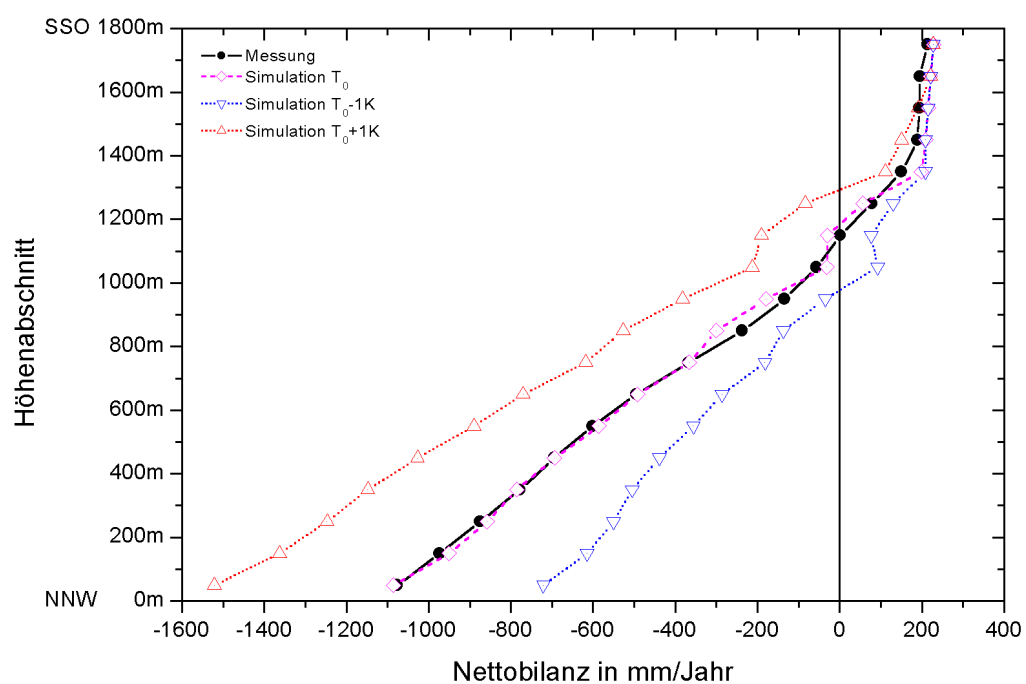
Wenn nicht ausdrücklich anders angegeben, wurden alle anderen Parameter jeweils unverändert gelassen. Außerdem wird in den folgenden Ausführungen dieses Abschnitts zunächst davon ausgegangen, dass sich alle Klimaveränderungen in allen Monaten gleich stark auswirken. Weiter unten in Kap. 7.1.5 wird dann gezeigt, dass Klimaveränderungen in bestimmten Monaten die Massenbilanz stärker beeinflussen als in anderen. Mit Hilfe einer Quantifizierung dieser Abhängigkeit kann dann das in diesem Abschnitt genutzte Modell in einem weiteren Schritt noch erweitert und verbessert werden (vgl. Kap. 7.2.2).

### Reaktion auf Temperaturveränderungen

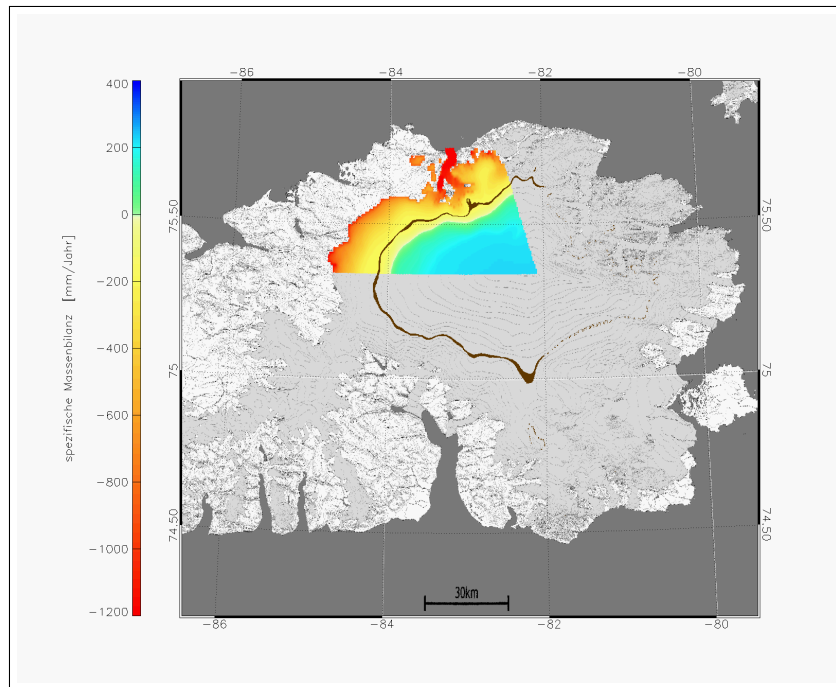
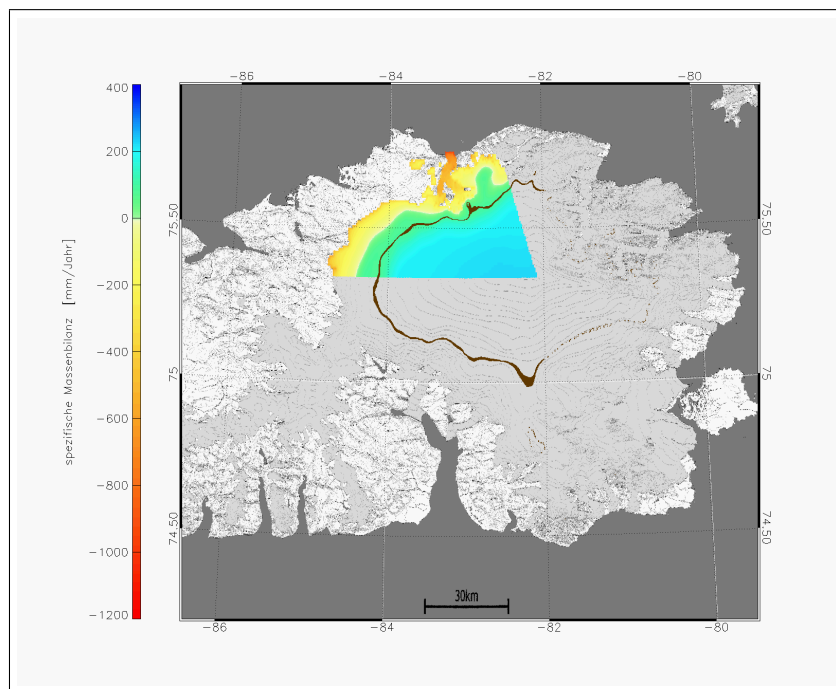
Bei Modellläufen, die von einer Zunahme der Jahresmitteltemperatur um 1 K ausgehen, stellt man gravierende Auswirkungen auf die mittlere Nettobilanz der Eiskappe fest. Diese würde von  $-57$  mm/Jahr auf  $-212$  mm/Jahr absinken. Von diesen Veränderungen am stärksten betroffen wären die am niedrigsten gelegenen Höhenabschnitte, wo die spezifische Bilanz um bis zu  $445$  mm/Jahr niedriger läge als bei der Durchschnittstemperatur der letzten Jahrzehnte (Abb. 7.3 und Abb. 7.4).

Der Massenbilanzgradient ändert sich aus diesem Grund ebenfalls: durch die starke Abnahme der spezifischen Massenbilanz besonders in den niedrigen Höhen wird er steiler. Die Höhe der Gleichgewichtslinie steigt auf knapp  $1300$  m ü.d.M. an, wodurch sich auch das Größenverhältnis von Akkumulationszone zu Ablationszone ändert.

Bei einem Rückgang der Jahresmitteltemperatur um 1 K würde der Betrag der entsprechenden Zunahme der Nettobilanz etwas weniger groß ausfallen als der einer Nettobilanzabnahme bei einem Temperaturanstieg um ebenfalls  $1^\circ\text{C}$  ( $+99$  mm/Jahr im Vergleich zu  $-154$  mm/Jahr). Die Höhe der Gleichgewichtslinie sinkt auf unter  $1000$  m ü.d.M., der Massenbilanzgradient wird kleiner.

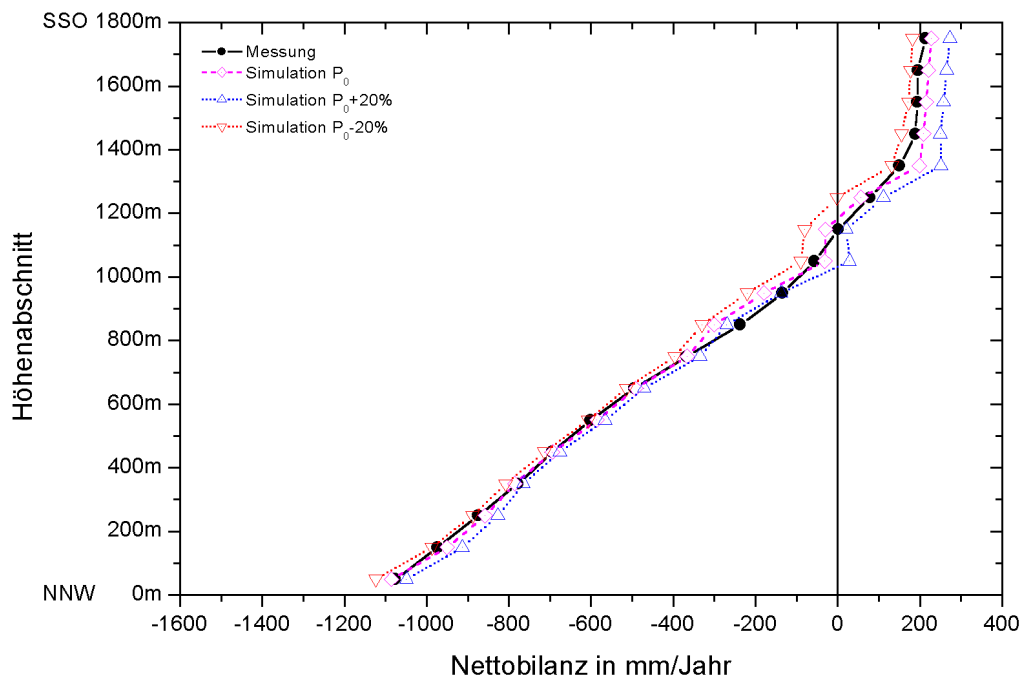


**Abbildung 7.3:** Vergleich zwischen der gemessenen und drei mit verschiedenen Temperaturen simulierten Massenbilanzen. Die Simulationen beruhen auf Modellläufen mit drei verschiedenen Jahresmitteltemperaturen: Durchschnitt 1961–98 ( $T_0$ ),  $T_0 + 1\text{ K}$ ,  $T_0 - 1\text{ K}$ .

(a)  $T_0 + 1\text{ K}$ (b)  $T_0 - 1\text{ K}$ 

**Abbildung 7.4:** Simulation der räumlichen Verteilung der Massenbilanz bei Temperaturveränderungen von  $\pm 1\text{ K}$ . Gekennzeichnet durch eine braune Linie ist zusätzlich die aus den Geländedaten von 1961–98 gemittelte Lage der Gleichgewichtslinie im Höhenbereich  $1150 \pm 10\text{ m ü.d.M.}$

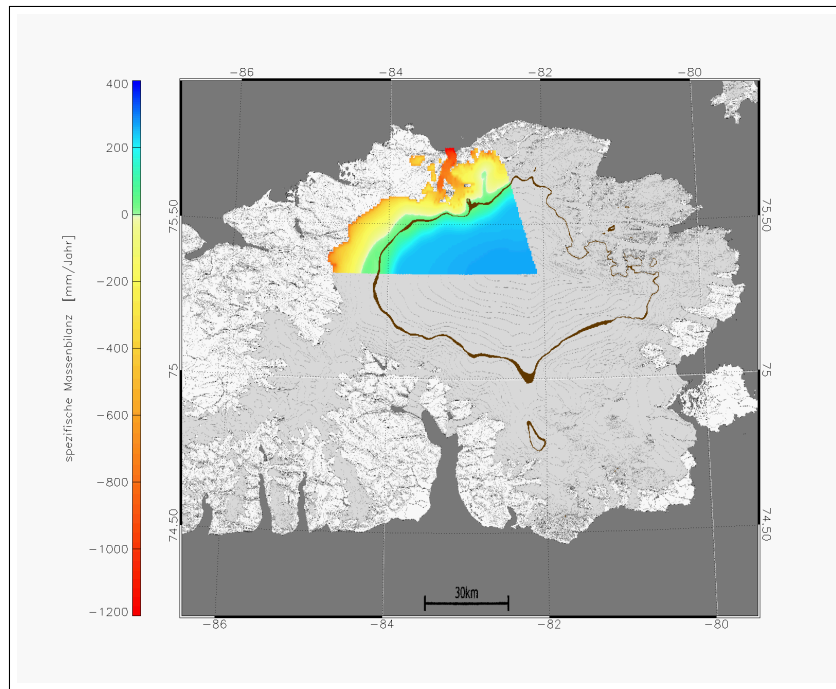
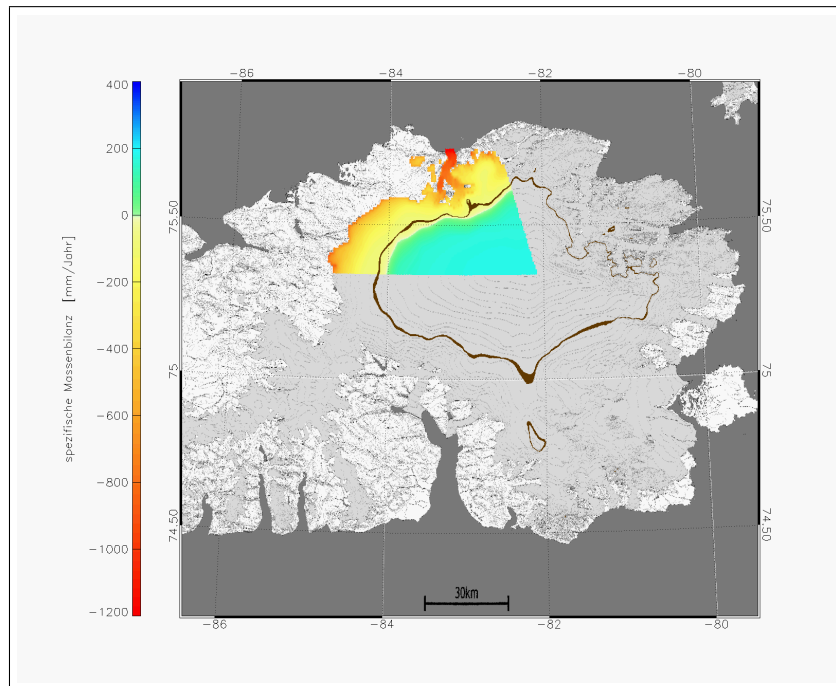




**Abbildung 7.5:** Vergleich zwischen der gemessenen und drei mit verschiedenen Niederschlagsmengen simulierten Massenbilanzen. Die Simulationen beruhen auf Modellläufen mit drei verschiedenen jährlichen Akkumulationsbeträgen: Durchschnitt 1961–98 ( $P_0$ ),  $P_0-20\%$ ,  $P_0+20\%$ .

### Reaktion auf Niederschlagsveränderungen

Auf die gleiche Weise wie oben kann nun auch berechnet werden, wie stark sich Änderungen der Niederschlagsmengen auf den Massenhaushalt der Eiskappe durchschlagen. Die Simulationen deuten an, dass eine Zu- bzw. Abnahme des Niederschlags um selbst so deutliche Beträge wie  $\pm 20\%$ , verglichen mit den oben beschriebenen Temperaturveränderungen von  $\pm 1$  K, die Nettobilanz weniger stark beeinflusst (Abb. 7.5 und 7.6). Die mittlere spezifische Nettobilanz sank bei einer Abnahme des Niederschlags um 20% um 48 mm auf  $-105$  mm/Jahr. Bei einer Zunahme um 20% nähme die mittlere Massenbilanz um beinahe den gleichen Betrag auf  $-12$  mm/Jahr zu. Der Massenbilanzgradient änderte sich in nur sehr geringem Maße und nur deshalb, weil sich die Unterschiede zwischen den Akkumulationsbeträgen der einzelnen Höhenabschnitte in Abhängigkeit von den oben genannten Niederschlagsveränderungen vergrößern bzw. verringern. Stärker betroffen wäre hingegen die Lage der Gleichgewichtslinie, die bei einer Zunahme des Niederschlags um 20% auf unter 1050 m ü.d.M. absinken, bei einer Abnahme

(a)  $P_0 + 20\%$ (b)  $P_0 - 20\%$ 

**Abbildung 7.6:** Simulation der räumlichen Verteilung der Massenbilanz bei Niederschlagsveränderungen von  $\pm 20\%$ . Gekennzeichnet durch eine braune Linie ist zusätzlich die aus den Geländedaten von 1961–98 gemittelte Lage der Gleichgewichtslinie im Höhenbereich  $1150 \pm 10$  m ü.d.M.

der gleichen Größenordnung auf etwa 1250 m ü.d.M. ansteigen würde.

### 7.1.4 Klimatische Sensitivität der Massenbilanz

Schließlich lassen sich im Massenbilanzmodell natürlich auch Temperatur- mit Niederschlagsänderungen kombinieren. Die Ergebnisse der Simulation der mittleren Nettobilanz sowie deren Abweichung von den heutigen Verhältnissen findet man in Tab. 7.2 und Tab. 7.3.

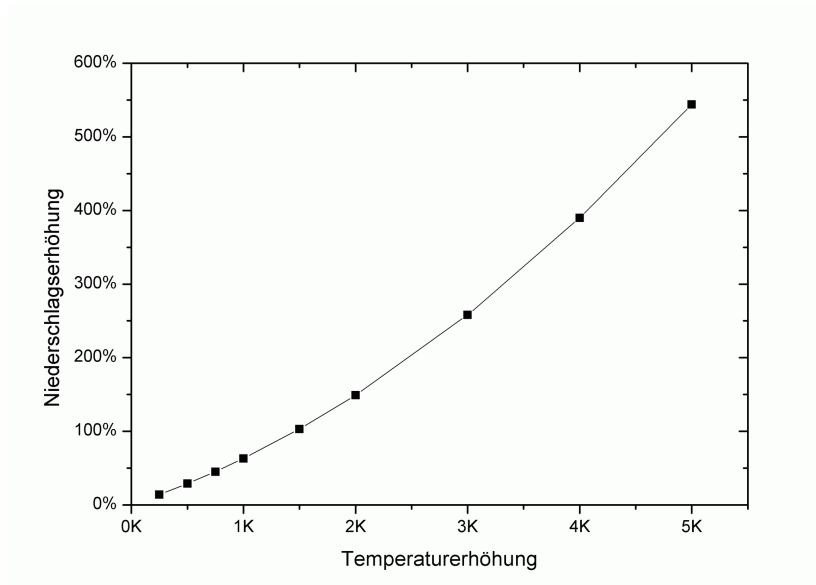
**Tabelle 7.2:** Simulierte mittlere Nettobilanzen für den Nordwestsektor der Devon-Eiskappe in Abhängigkeit von verschiedenen Änderungen der Temperatur (dT) und des Niederschlags (dP).

$B^*$		dT (in K)				
		-1	-0,5	0	+0,5	+1
dP (in %)	-20	-1	-46	-105	-177	-267
	-10	20	-23	-80	-151	-239
	0	41	-2	-57	-127	-212
	+10	60	19	-34	-102	-187
	+20	80	40	-12	-79	-161

**Tabelle 7.3:** Abweichungen der simulierten mittleren Nettobilanzen aus Tab. 7.2 vom langjährigen Durchschnitt des Zeitraums 1961-98. Mögliche Unstimmigkeiten mit Tab. 7.2 sind rundungsbedingt.

$B^* - B$		dT (in K)				
		-1	-0,5	0	+0,5	+1
dP (in %)	-20	56	11	-48	-120	-210
	-10	77	34	-23	-94	-182
	0	98	55	0	-70	-155
	+10	118	76	23	-46	-130
	+20	137	97	45	-22	-105

Mögliche zukünftige Veränderungen der Temperatur scheinen demnach stärkere Auswirkungen zu haben als vergleichbare Niederschlagsänderungen. Das in dieser Arbeit genutzte Massenbilanzmodell lässt auch eine Berechnung zu, um welchen Betrag sich der Niederschlag ändern müsste, um eine bestimmte Temperaturveränderung so auszugleichen, dass die mittlere Nettobilanz gleich bleibt. Im Falle der Devon-Eiskappe müsste beispielsweise der Niederschlag um 63% ansteigen,

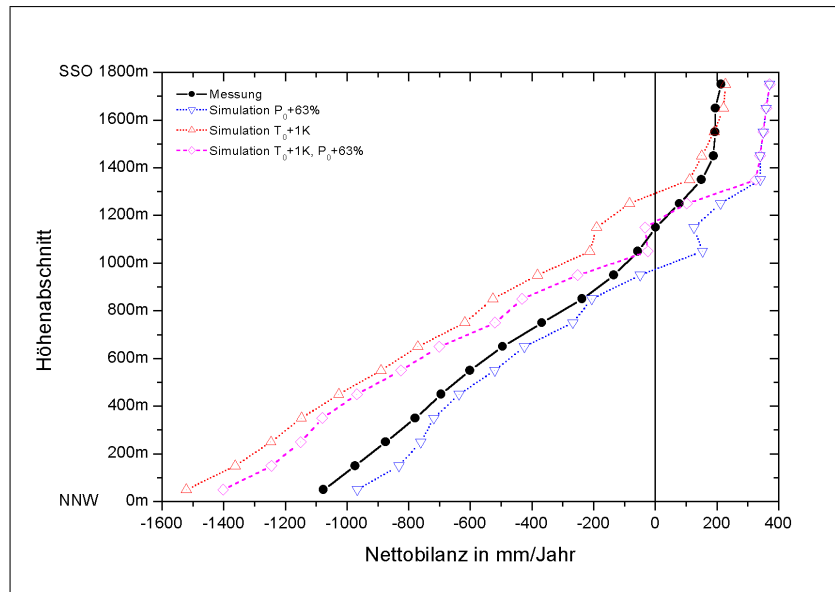


**Abbildung 7.7:** Die für den Erhalt einer unveränderten mittleren spezifischen Nettobilanz benötigten Niederschlagsmengen als Funktion der Temperaturerhöhung.

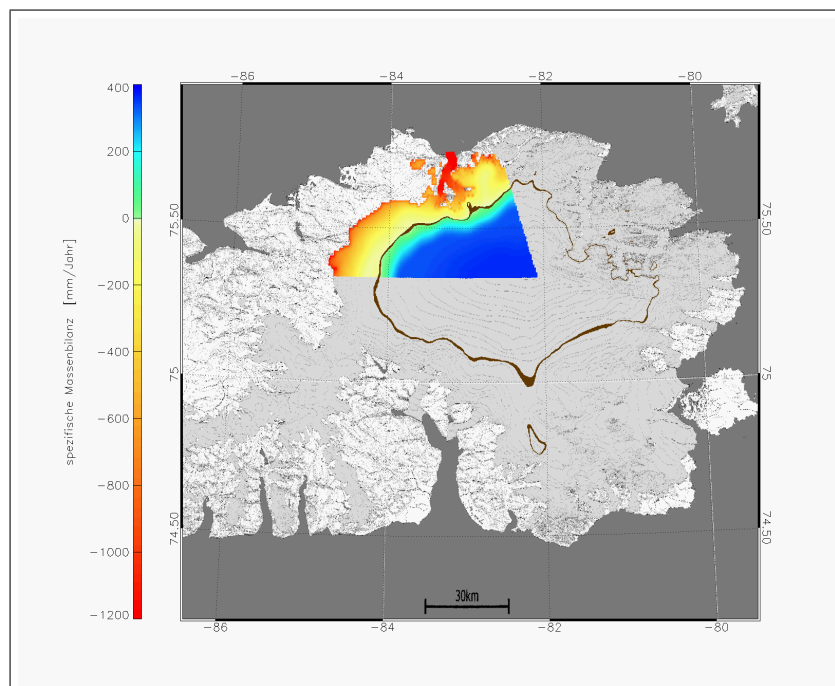
sollte die mittlere Temperatur zu allen Jahreszeiten um 1K zunehmen. Bei höheren Temperaturen würden sich die für den Erhalt einer unveränderten Nettobilanz benötigten Niederschlagsmengen entsprechend erhöhen. Die Abhängigkeit ist dabei nach dem Ergebnis der Modellberechnungen nicht ganz linear, wie in Abb. 7.7 zu erkennen ist. Obwohl dabei in allen Fällen die mittlere Nettobilanz unverändert bliebe, hätten diese Klimaveränderungen doch erhebliche Auswirkungen auf die Eiskappe. Wie am Beispiel einer Temperaturerhöhung von 1K in Abb. 7.8 dargestellt ist, würde der Massenbilanzgradient erheblich zunehmen. Während im Akkumulationsbereich die spezifischen Bilanzen als eine Folge des erhöhten Niederschlags zunehmen würden, lägen sie in niedrigeren Meereshöhen deutlich unter den heutigen Werten. In dieser Zone würde also der erhöhte Niederschlag eine Zunahme der Temperatur nicht ausgleichen können. Die Gleichgewichtslinie würde ihre Lage dem Simulationsergebnis nach in etwa behalten. Dennoch würde sich die Dynamik der Eiskappe in diesem Fall ebenfalls verändern, da mit einem größeren Durchfluss durch die Zone der Gleichgewichtslinie zu rechnen ist.

Mit Hilfe dieser Simulationsergebnisse lässt sich nun auch die klimatische Sensitivität der Massenbilanz der Devon-Eiskappe bestimmen. So ergeben sich nach den Gleichungen (5.11) und (5.12) für den Nordwestsektor der Devon-Eiskappe folgende klimatische Sensitivitäten:

$$C_T = -126,5 \text{ mm/K}$$



(a)



(b)

**Abbildung 7.8:** Simulation der mittleren Massenbilanz für die Fälle  $T_0 + 1K$ ,  $P_0 + 63\%$  bzw. einer Kombination dieser beiden Fälle: Massenbilanzgradient für alle drei Fälle (a) bzw. räumliche Verteilung der spezifischen Massenbilanz für die Kombination (b). Die mittlere Nettobilanz für den gesamten Sektor bliebe in diesem Fall unverändert.

bezogen auf eine Temperaturänderung um 1 K und

$$C_P/10 = 23 \text{ mm}$$

bezogen auf eine Niederschlags- bzw. Akkumulationsänderung um 10%.

### 7.1.5 Berechnung der saisonalen Sensitivität

Bisher wurde in den oben angeführten Berechnungen davon ausgegangen, dass eine mögliche Veränderung von Temperatur oder Niederschlag zu allen Jahreszeiten gleich stark ausfällt. Eine Vielzahl von Untersuchungen lässt jedoch vermuten, ein zukünftiger Temperaturanstieg im Winter könnte stärker ausfallen als im Sommer [Giorgi und Hewitson (2001)]. Auf der anderen Seite wurde bereits in Kap. 4.3 erwähnt, dass die Massenbilanz der Devon-Eiskappe (wie für alle vergleichbaren Eiskappen der hohen Arktis) vor allem von der Sommerbilanz und damit von den Sommertemperaturen bestimmt ist.

Mit Hilfe der in Kap. 5.5 vorgestellten SSC-Matrix lässt sich die Abhängigkeit der Massenbilanz der Devon-Eiskappe von Temperatur- und Niederschlagsänderungen in den einzelnen Monaten eines Jahres quantifizieren. Auf Basis des in dieser Arbeit verwendeten Massenbilanzmodells erhält man für die SSC-Matrix der Devon-Eiskappe die in Tab. 7.4 angegebenen Werte. Da hierfür die Massenbilanz nicht für das gesamte Jahr, sondern für jeden Monat einzeln berechnet werden muss, ist es auch notwendig, die Wärmesummen und Niederschlagswerte auf monatlicher Basis heranzuziehen. Für die Temperaturwerte ist dies unproblematisch, monatliche Niederschlagswerte existieren hingegen nicht. Um die Berechnung dennoch durchführen zu können, wurde für die Akkumulationsraten folgende Verteilung angenommen: Die durch die Winterbilanz gegebenen Akkumulationswerte wurden zu gleichen Teilen auf die entsprechenden neun Monate (September bis Mai) verteilt. Im Einklang mit Koerner (1966) wurde zusätzlich angenommen, dass in den Sommermonaten Juni–August die jeweils gleiche Menge fester Niederschlag auf der Eiskappe niedergeht. Betrug die Winterbilanz also in einem Gebiet beispielsweise 90 mm, so wurde von einer Akkumulation von jeweils 10 mm für alle 12 Monate ausgegangen. Eine über das Jahr so gleichmäßige Verteilung der Akkumulation ist zwar unwahrscheinlich, jedoch führten Versuche, die Niederschlagsverteilung anders zu gewichten (z.B. entsprechend der monatlichen Niederschlagsverteilung in Resolute) zu unbefriedigenden Ergebnissen. Hingegen

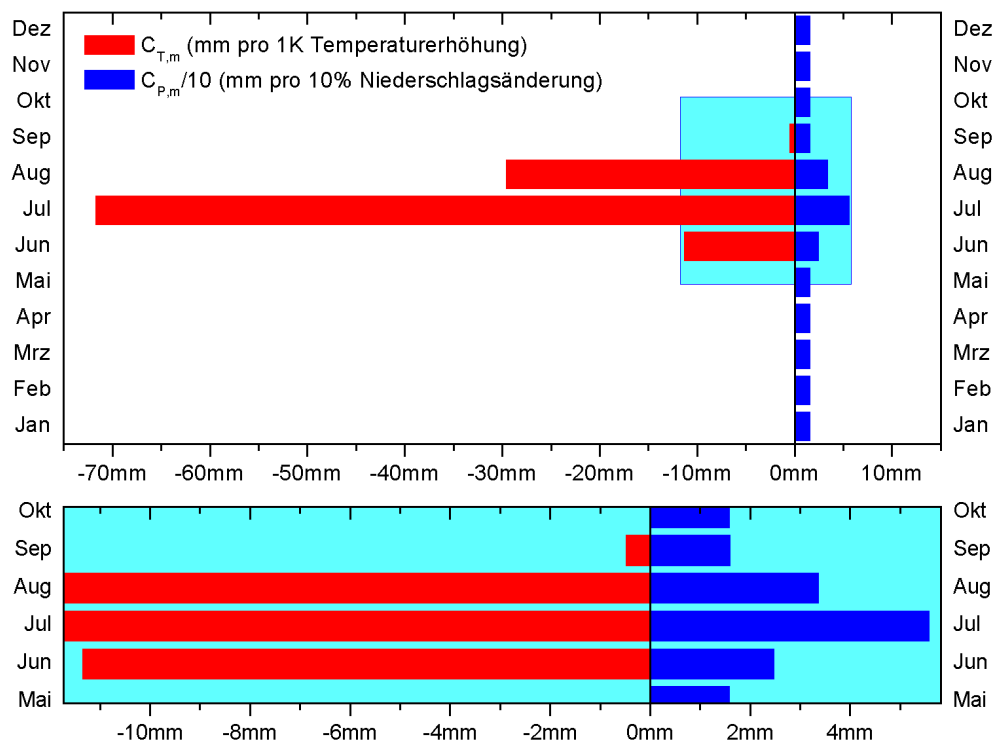
**Tabelle 7.4:** Berechnung der SSC-Matrix für die Devon-Eiskappe auf Basis des in dieser Arbeit verwendeten Massenbilanzmodells. In **Fett** sind die Werte der SSC-Matrix gedruckt. Die restlichen Werte sind Massenbilanzen in mm Wasseräquivalent auf Basis bestimmter Ausgangswerte für Temperatur bzw. Niederschlag.  $T_0$  und  $P_0$  sind die Mittelwerte für den Zeitraum 1961–98.  $T_{ref}$  ist der Temperaturwert, bei dem  $B = 0$  wird (hier:  $T_{ref} = T_0 - 0,52$  K).

	$T_0$	$T_{ref}$	$T_{ref}-2,4\text{K}$	$T_{ref}+2,4\text{K}$	$C_{T,m}$	$P_0-10\%$	$P_0+10\%$	$C_{P,m}$
Jan	15,83	15,83	15,83	15,83	<b>0,00</b>	14,25	17,42	<b>15,83</b>
Feb	15,83	15,83	15,83	15,83	<b>0,00</b>	14,25	17,42	<b>15,83</b>
Mrz	15,83	15,83	15,83	15,83	<b>0,00</b>	14,25	17,42	<b>15,83</b>
Apr	15,83	15,83	15,83	15,83	<b>0,00</b>	14,25	17,42	<b>15,83</b>
Mai	15,83	15,83	15,83	15,83	<b>0,00</b>	14,25	17,42	<b>15,83</b>
Jun	1,98	7,03	14,97	-39,52	<b>-11,35</b>	-1,80	3,15	<b>24,73</b>
Jul	-165,32	-127,85	-21,57	-365,92	<b>-71,74</b>	-175,45	-164,29	<b>55,77</b>
Aug	-35,84	-20,69	10,86	-131,30	<b>-29,62</b>	-39,87	-33,13	<b>33,67</b>
Sep	15,75	15,82	15,83	13,48	<b>-0,49</b>	14,15	17,35	<b>15,99</b>
Okt	15,83	15,83	15,83	15,83	<b>0,00</b>	14,25	17,42	<b>15,83</b>
Nov	15,83	15,83	15,83	15,83	<b>0,00</b>	14,25	17,42	<b>15,83</b>
Dez	15,83	15,83	15,83	15,83	<b>0,00</b>	14,25	17,42	<b>15,83</b>
Summe	-56,77	0,97	146,76	-396,60	-113,20	-88,97	-37,61	256,82

ergab die kumulative Berechnung der Massenbilanz mit der hier angenommenen, gleichmäßigen Verteilung der Akkumulation eine fast exakte Übereinstimmung mit der in den vorherigen Abschnitten vorgestellten Simulation für das gesamte Jahr (-56,8 mm zu -56,9 mm).

Die Berechnung mit dem Massenbilanzmodell ergab, dass bei einem Absinken der Mitteltemperatur um 0,52 K die mittlere Massenbilanz der Eiskappe auf 0 ansteigen würde. Daher ist  $T_0 - 0,52$  K die Referenztemperatur für die Berechnung der SSC-Matrix.  $C_{T,7}$ , d.h. der Juli-Wert für  $C_{T,m}$  gibt dann beispielsweise an, dass bei einer gegenüber dem Julireferenzwert ( $T_0(\text{Juli}) - 0,52$  K) um 1 K höheren Julimitteltemperatur die mittlere Nettobilanz in diesem Monat um knapp 72 mm unter 0 liegen würde. Zusätzlich müsste man knapp 56 mm dazuaddieren, sollte gleichzeitig die Akkumulation in diesem Monat um 100% über dem Mittel von 1961–98 liegen (also doppelt so hoch sein). Es sei hierbei allerdings nochmals erwähnt, dass davon ausgegangen wurde, dass sich die Akkumulation über das ganze Jahr gleichmäßig verteilt. Auf diese Weise kommen die übereinstimmenden Werte für  $C_{P,m}$  der Monate Oktober bis Mai zustande. Unterschiedlich hohe Akkumulation in den verschiedenen Monaten würde die Werte der SSC-Matrix aus Tab. 7.4 – wenn auch nur wenig – verändern.

Da eine Verdopplung (oder Halbierung) des Niederschlags ein (möglicherweise



**Abbildung 7.9:** Grafische Darstellung der SSC-Matrix für die Devon-Eiskappe, berechnet mit Hilfe des auf Wärmesummenberechnungen basierenden Massenbilanzmodells. Im unteren Teil der Abbildung ist der zentrale Bereich nochmals vergrößert dargestellt.

allzu) extremes Szenario darstellen würde, bietet es sich an, wie von Oerlemans (2001) vorgeschlagen, den Betrag von  $C_{P,m}$  durch 10 zu dividieren.  $C_{P,m}/10$  gäbe dann an, wie stark sich die Massenbilanz bei einer Niederschlagsänderung um 10% änderte. Die Werte für  $C_{T,m}$  und  $C_{P,m}/10$  sind abschließend nochmals in Abb. 7.9 illustriert.

### 7.1.6 Der Saisonalitätsindex

Die Darstellung der SSC-Matrix für die Devon-Eiskappe verdeutlicht, dass ihre Massenbilanz sehr stark von den Temperaturverhältnissen in den Sommermonaten abhängt. Mit dem Saisonalitätsindex SI nach Oerlemans und Reichert (2000) kann diese Abhängigkeit quantifiziert werden. Mit Hilfe von Gleichung (5.17) errechnet man für SI den extrem hohen Wert:

$$SI = 99,7\%$$



Der Wert sagt aus, dass die Sensitivität der Massenbilanz zu Temperaturänderungen fast vollständig (eben zu 99,7%) von den Temperaturverhältnissen der Monate Juni, Juli und August abhängt.

## 7.2 Berechnung der jährlichen Massenbilanz

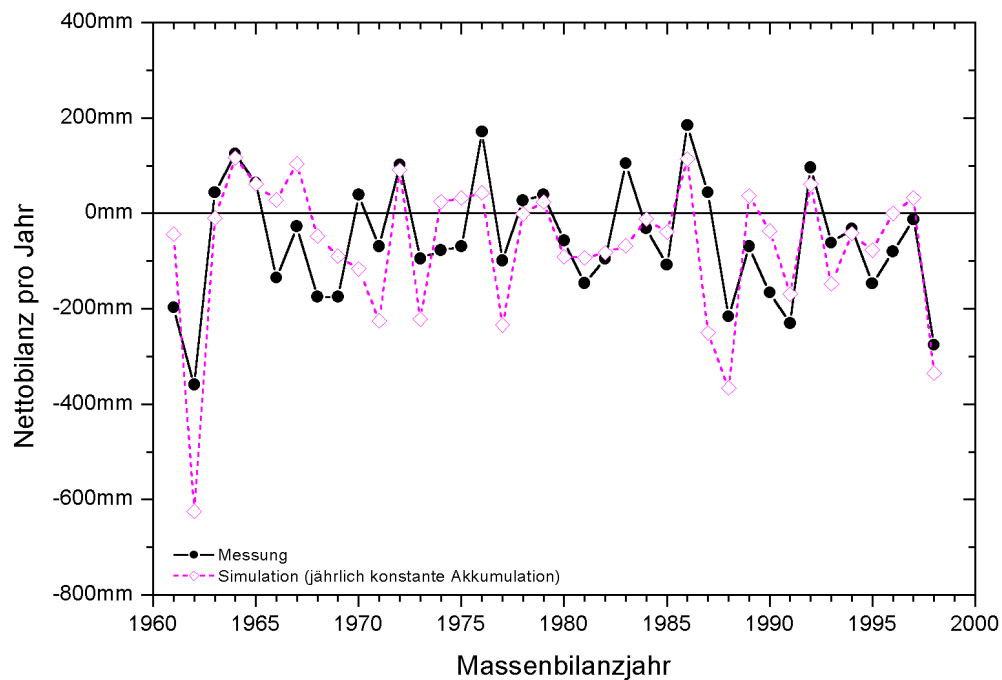
Die bisherigen Ausführungen befassten sich mit der Rekonstruktion des über den Zeitraum 1961–98 gemittelten Betrags der Nettobilanz über den Zeitraum 1961–98, auf deren Basis dann Simulationsrechnungen für veränderte Klimabedingungen durchgeführt wurden. Es wäre jedoch zusätzlich interessant zu wissen, wie gut man mit Hilfe des Modells nicht nur langfristig gemittelte, sondern auch einzelne jährliche Massenbilanzen berechnen kann. Im Falle einer Eignung könnte man so nur mit Hilfe von Temperatur- und Niederschlagsdaten einer automatischen Wetterstation die Massenbilanz für jedes Jahr vorhersagen. Um dies zu testen, wurde überprüft, wie gut sich die jährlichen Massenbilanzen der Jahre 1961–98 mit Hilfe verschiedener Anwendungen des Massenbilanzmodells rekonstruieren lassen. Zunächst wurde dabei einfach das oben angeführte Modell mit den Temperaturdaten, d.h. den Wärmesummen, für jedes einzelne Jahr gefüttert. Der Niederschlag wurde dafür in einem ersten Schritt als konstant angenommen; später wurde dann überprüft, ob sich die Rekonstruktion unter der Annahme variierenden Niederschlags verbessern lässt. Weitere Versuche zur Rekonstruktion der Massenbilanz von 1961–98 wurden abschließend unter Zuhilfenahme der SSC-Matrix durchgeführt.

### 7.2.1 Rekonstruktion auf Basis des Massenbilanzmodells

Hierfür wurde zunächst angenommen, dass der Niederschlag über die Jahre konstant ist, d.h. die Akkumulationsraten in jedem Jahr gleich sind. Durch Einsetzen der Wärmesummen eines jeden Massenbilanzjahres<sup>1</sup> in das durch Gleichung (5.10) beschriebene Modell wurde dann für jedes der 38 Messjahre die mittlere spezifische Massenbilanz der Devon-Eiskappe berechnet und in Abb. 7.10 dargestellt. Man erkennt, dass der jährliche Verlauf der Massenbilanz zwar grob nachgebildet

---

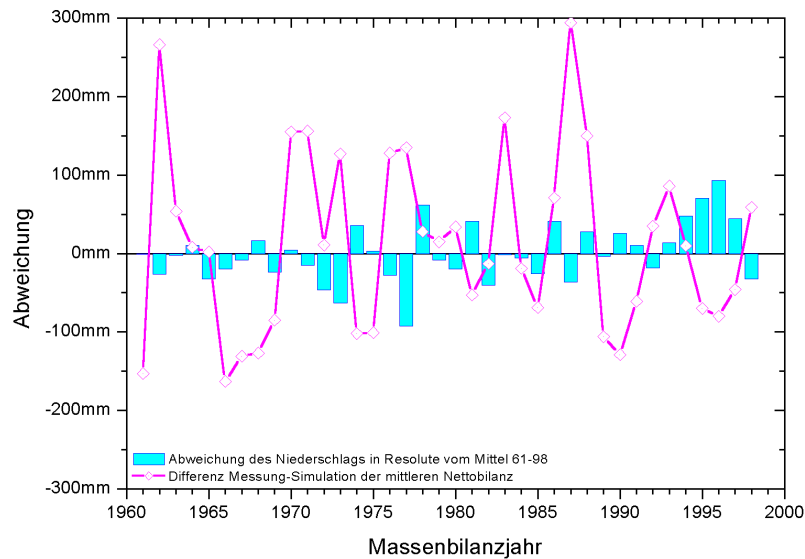
<sup>1</sup> Obwohl die Länge eines Massenbilanzjahres von Jahr zu Jahr variieren kann, wurde der Einfachheit halber immer der Zeitraum September–August angenommen.



**Abbildung 7.10:** Rekonstruktion des Verlaufs der mittleren Nettobilanz 1961–98 unter Annahme jährlich konstanter Akkumulation. (Massenbilanzjahr jeweils von September des Vorjahres bis August.)

wird, aber in einer Reihe von Jahren unbefriedigende Abweichungen aufweist. Auffällig ist vor allem die große Zahl an Jahren, in denen die Massenbilanz durch die Simulation massiv unterschätzt wird. Am stärksten ist diese Unterschätzung mit jeweils mehr als 250 mm in den Jahren 1962 und 1987. Aber auch fünfmal in den 70er-Jahren sowie für das Jahr 1983 ist die Simulation in dieser Hinsicht unbefriedigend. Eine Überschätzung findet ebenfalls häufig statt, jedoch ist diese in den einzelnen Fällen nicht ganz so stark. Eine Häufung solcher Fälle findet man in den 60er-Jahren.

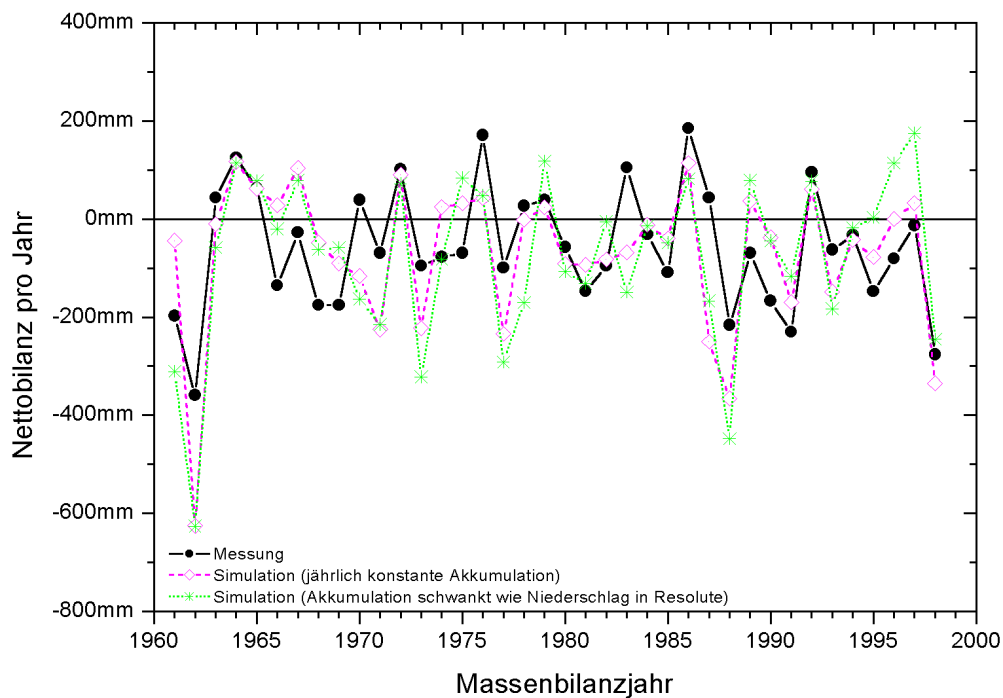
Wie bereits oben erwähnt basiert diese Rekonstruktion auf der Annahme, dass der Niederschlag bzw. die Akkumulation auf der Eiskappe jedes Jahr gleich groß wäre, also dem langjährigen Mittelwert entspräche. Die Vermutung liegt daher nahe, dass von Jahr zu Jahr schwankende Akkumulationsbeträge für die Abweichungen zwischen Messung und Simulation mitverantwortlich sind. Ist diese in einem Jahr außergewöhnlich groß, so müsste die Geländemessung einen höheren Betrag ergeben als die Simulation, d.h. die Simulation würde die tatsächliche Massenbilanz in diesem Jahr unterschätzen. Für den Fall unterdurchschnittli-



**Abbildung 7.11:** Differenz zwischen Rekonstruktion und Messung aus Abb. 7.10 und Vergleich mit jährlichen Niederschlagsanomalien an der Station Resolute. (Massenbilanzjahr jeweils von September des Vorjahres bis August.)

cher Akkumulation sollte die Simulation hingegen zu einer Überschätzung der Massenbilanz führen. Da für die Eiskappe keine jährlichen Akkumulationsdaten vorhanden sind, ist hier ein direkter Vergleich nicht möglich. Es wurde daher untersucht, ob sich die obige Annahme durch einen Vergleich mit Niederschlagsdaten der Station Resolute bestätigen lässt: Dies ist nicht der Fall. Im Gegenteil, ein Vergleich zwischen den Niederschlagsdaten aus Resolute und den Differenzen zwischen Mess- und Simulationsergebnis zeigt, dass gerade in Jahren mit überdurchschnittlichem Niederschlag in Resolute die Simulation häufig höhere Massenbilanzwerte liefert als die Geländedaten. Umgekehrt waren gerade in den Jahren, in denen die Simulation zu einer deutlichen Unterschätzung der Massenbilanz führte, die Niederschlagsmengen meist unterdurchschnittlich (Abb. 7.11).

Dementsprechend führt eine Einbeziehung der jährlichen Schwankungen des Niederschlags aus Resolute in die Rekonstruktion der Massenbilanz zu schlechteren Ergebnissen als bei der Annahme jährlich konstanter Akkumulation (vgl. auch Tab. 7.5 am Ende des Abschnitts). In diesen Berechnungen sollten dabei die Akkumulationsraten auf der Eiskappe in dem gleichen Maße schwanken wie die jährlichen Niederschlagsraten in Resolute. Lagen also beispielsweise in Resolu-



**Abbildung 7.12:** Rekonstruktion des Verlaufs der mittleren Nettobilanz 1961–98 unter Annahme jährlich schwankender Akkumulation. Es wurde dabei angenommen, dass die Akkumulation in dem gleichen Maße schwankt wie die Niederschlagsraten in Resolute. (Massenbilanzjahr jeweils von September des Vorjahres bis August.)

te die Niederschlagsraten eines Massenbilanzjahres (September–August) um 10% höher als das langjährige Mittel (1961–98), so wurde angenommen, dass auch die Akkumulation in allen Höhenbereichen der Eiskappe um 10% höher war. Das Simulationsergebnis zeigt, dass auf diese Weise die bereits extremen Abweichungen der vorherigen Simulation (mit jährlich konstanter Akkumulation) eher noch verstärkt werden (Abb. 7.12).

### 7.2.2 Rekonstruktion des Verlaufs unter Nutzung der SSC-Matrix

Eine weitere Möglichkeit zur Rekonstruktion des Massenbilanzverlaufs besteht in der Nutzung der in Kap. 7.1.5 vorgestellten SSC-Matrix für die Devon-Eiskappe. Ein Vorteil dieser Anwendung könnte darin bestehen, dass sie nicht auf absoluten meteorologischen Quantitäten, sondern auf deren relativen Abweichungen

beruht. Insbesondere bei Versuchen, die Massenbilanz auch für zukünftige Jahre zu berechnen, könnte sich dies positiv auswirken. Denn selbst heute haben die am weitesten fortgeschrittenen Klimamodelle eine für Gletscher und kleinere Eiskappen immer noch inadäquate räumliche Auflösung und die (heutigen und vor allem die prognostizierten) Temperatur- und Niederschlagsfelder sind in der Regel nicht akkurat genug, um sie als Input für Massenbilanzmodelle nutzen zu können. Daher werden stattdessen gerne die *relativen* Änderungen betrachtet, wohinter die einfache Idee steckt, dass selbst wenn die absoluten meteorologischen Größen an einem bestimmten Ort oft nicht akkurat simuliert werden können, ihre relativen Änderungen doch meist in der richtigen Größenordnung liegen [Oerlemans (2001)]. Auf eine Begründung dieser Annahme wird hier nicht näher eingegangen, aber wie Oerlemans (2001) richtigerweise warnt, sollte man eine solche Annahme nicht unbedingt für gegeben und zutreffend hinnehmen, nur weil sie weithin genutzt wird. Eine Berechtigung hätte eine Rekonstruktion bzw. Simulation der jährlichen Massenbilanz mit Hilfe der SSC-Matrix aber zum Beispiel auch dann, wenn damit ein besseres Ergebnis, also eine bessere Übereinstimmung mit den gemessenen Daten erzielt werden könnte als mit den im vorherigen Abschnitt aufgeführten Rekonstruktionen.

Die Berechnung der Massenbilanz eines jeden einzelnen Jahres erfolgt mit Gleichung (5.18). Im Unterschied zu den bisherigen Rekonstruktionen erfolgt die Berechnung dabei kumulativ, d.h. für jeden Monat einzeln, und wird am Ende des Massenbilanzjahres im August zusammengerechnet. Die Werte für  $C_{T,m}$  und  $C_{P,m}$  aus der SSC-Matrix bestimmen also, wie stark die Massenbilanz in einem bestimmten Monat – bei einer relativen Änderung der jeweiligen Monatsmitteltemperatur gegenüber dem Referenzwert (Temperatur, bei der  $B = 0$ ) bzw. bei einer relativen Änderung des Niederschlags gegenüber dem langjährigen Mittel für diesen Monat – von 0 verschieden ist. Wenn es dann zutrifft, dass diese relativen Änderungen von Temperatur und Niederschlag in der gleichen Größenordnung liegen wie diejenigen an der Station Resolute, dann können die Monatsmittelwerte für Temperatur und Niederschlag dieser Station als Input für die Rekonstruktion fungieren.

Indem man entweder die Werte für  $C_{T,m}$  oder  $C_{P,m}$  auf 0 setzt, kann man mit Hilfe von Gleichung (5.18) zusätzlich die alleinigen Effekte von Temperatur- (bei  $C_{P,m} = 0$ ) oder Niederschlagsanomalien (bei  $C_{T,m} = 0$ ) gegenüber dem jeweiligen

Referenzwert bestimmen. Die Ergebnisse der Simulationsrechnungen sowohl für diese beiden Fälle als auch bei Einbeziehung von Temperatur *und* Niederschlag sind in Abb. 7.13 zusammengefasst dargestellt.

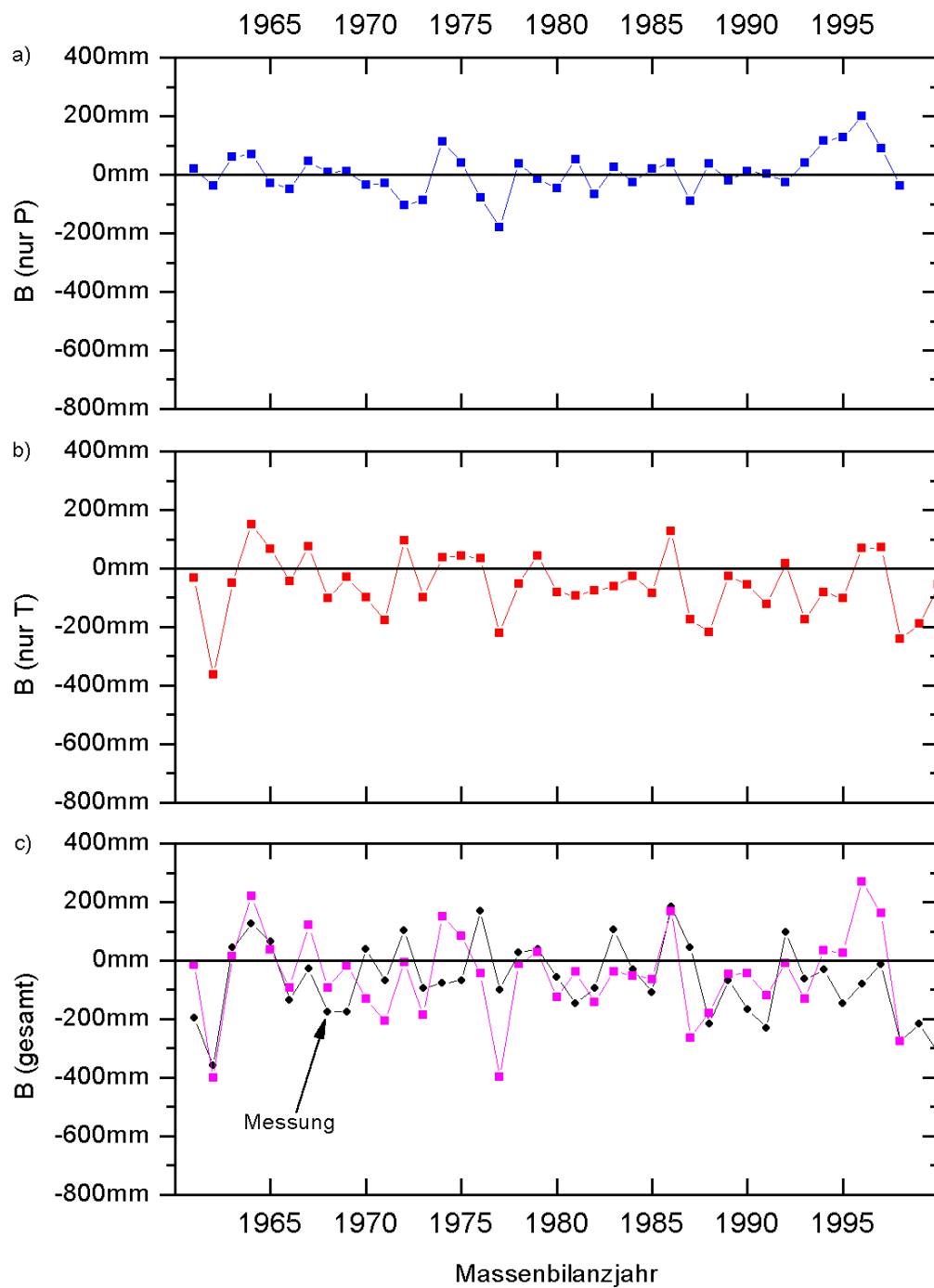
Man erkennt, dass auch die Simulation bei Einbeziehung von Temperatur und Niederschlag in einigen Jahren die Messwerte unbefriedigend stark über- oder unterschätzt (Abb. 7.13 c). Das Ergebnis erscheint dabei schlechter als bei der einfachen Rekonstruktion aus Kap. 7.2.1 und ähnelt in seiner Qualität eher dem unbefriedigenden Ergebnis unter Einbeziehung des Niederschlags aus Resolute (vgl. Abb. 7.12). Da auch bei der Rekonstruktion mit Hilfe der SSC-Matrix die Niederschlagswerte aus Resolute einfließen, liegt es nahe, hierin ebenfalls die Ursache für die teilweise extremen Abweichungen zu suchen. Tatsächlich verbessert sich das Ergebnis der Rekonstruktion deutlich, wenn man die Niederschlagsanomalien nicht in die Berechnung einbezieht (Abb. 7.13 b).

Um die Güte des Zusammenhangs zwischen den einzelnen Rekonstruktionen und den Messdaten quantifizieren zu können, wurde für diese jeweils der Korrelationskoeffizient (nach Pearson) bzw. das Bestimmtheitsmaß sowie das Effizienzkriterium (nach Nash und Sutcliffe (1970), vgl. Gleichung (6.1)) berechnet und in Tab. 7.5 zusammengefasst dargestellt:

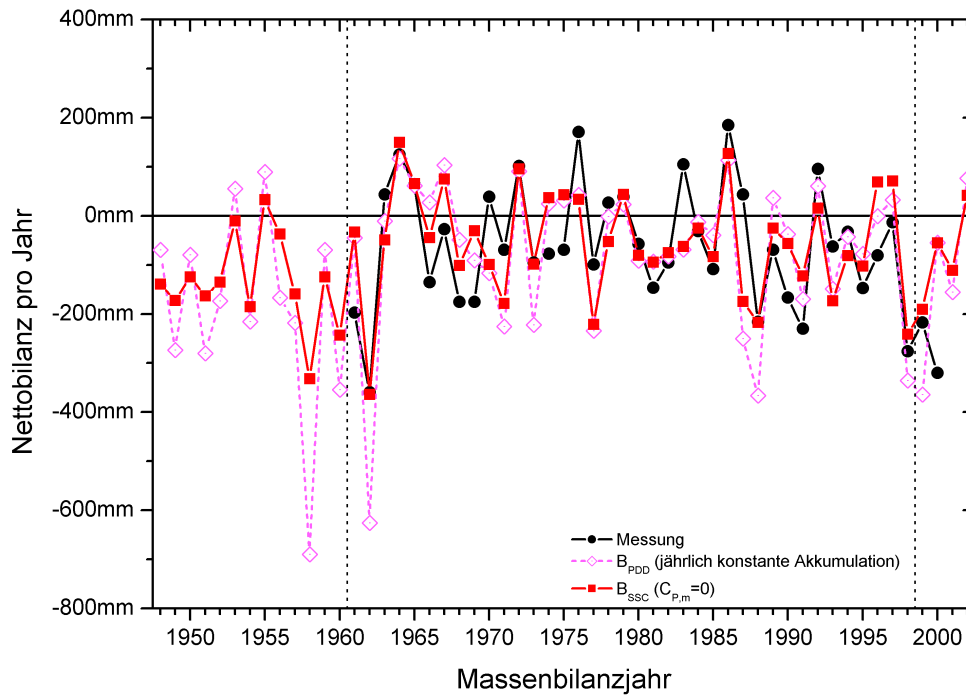
**Tabelle 7.5:** Korrelationen zwischen der Messreihe und den verschiedenen angewandten Rekonstruktionen. Mit  $B_{PDD}$  sind Rekonstruktionen auf Basis des Massenbilanzmodells, mit  $B_{SSC}$  solche auf Basis der SSC-Matrix bezeichnet.

Rekonstruktion	Korrelationskoeffizient $r$	Bestimmtheitsmaß $r^2$	Effizienzkriterium $R^2$	mittl. Nettobilanz pro Jahr
$B_{PDD}$ (P konstant)	0,67	0,44	0,13	−70 mm
$B_{PDD}$ (P variabel)	0,60	0,35	−0,29	−77 mm
$B_{SSC}$ (inkl. T- & P-Anomalien)	0,47	0,23	−0,32	−48 mm
$B_{SSC}$ (nur P-Anomalien)	−0,04	0,001	−0,65	6 mm
$B_{SSC}$ (nur T-Anomalien)	0,67	0,45	0,40	−54 mm

Diese Werte bestätigen die oben gemachten Beobachtungen. Alle Rekonstruktionen, in denen die Niederschlagsverhältnisse bzw. -anomalien der Station Resolute eingebaut sind, weisen deutlich geringere Korrelationen zu den Messwerten auf. Besonders deutlich wird dies im Fall der rein niederschlagsabhängigen Rekonstruktion mit Hilfe der SSC-Matrix, bei der überhaupt kein Zusammenhang



**Abbildung 7.13:** Simulation der spezifischen Massenbilanz für den Nordwestsektor der Devon-Eiskappe mit Hilfe der SSC-Matrix. Berechnet auf Basis der monatlichen Abweichungen von Temperatur und Niederschlag vom jeweiligen Referenzwert. Oben sind die Auswirkungen nur des Niederschlags (a), in der Mitte nur der Temperatur (b) abgebildet. Unten dann die Summe aus beiden verglichen mit den im Gelände bestimmten Werten (c).



**Abbildung 7.14:** Rekonstruktion der jährlichen Massenbilanz mit Hilfe des Massenbilanzmodells ( $B_{PDD}$ ) bzw. der SSC-Matrix ( $B_{SSC}$ ) auf Basis täglicher bzw. monatlicher Temperaturdaten von 1947–2002). Innerhalb der gestrichelten Linien ist der Zeitraum angegeben, für den das Modell kalibriert wurde (1961–98).

zwischen Messung und Simulation nachzuweisen ist. Wenn auch bei ihnen die Korrelationen nicht sehr hoch sind, so eignen sich doch diejenigen Simulationsrechnungen, bei denen der Niederschlag als konstant angenommen wird, deutlich besser zur Rekonstruktion der jährlichen Massenbilanz. Diese beiden Kurven sind daher nochmals gesondert im Vergleich mit den Messwerten in Abb. 7.14 aufgetragen und wurden zusätzlich mit Hilfe der Stationsdaten aus Resolute auf den Zeitraum 1947–2002 verlängert. Betrachtet man nur den Korrelationskoeffizienten nach Pearson bzw. das Bestimmtheitsmaß, so erscheinen die Simulation mit Hilfe des Massenbilanzmodells und die auf Basis der SSC-Matrix gleich gut geeignet. Bei einem Blick auf die Werte für das Effizienzkriterium nach Nash und Sutcliffe (1970), das nicht nur den relativen Verlauf der beiden Kurven, sondern auch deren absolute Differenz in die Güteberechnung einbezieht, wird deutlich, dass die Rekonstruktion mit der SSC-Matrix die beste Übereinstimmung mit den Messwerten liefert. Auffällig ist auch, dass mit Hilfe der SSC-Matrix die teilweise massiven Unterschätzungen der jährlichen Bilanz nicht auftreten.



# Kapitel 8

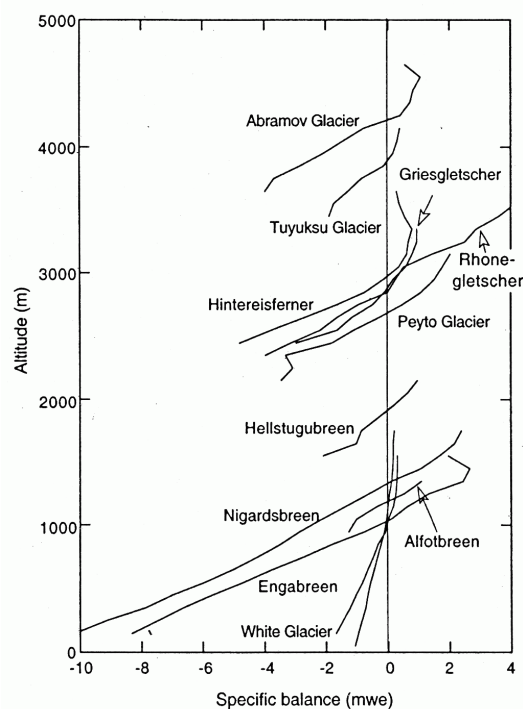
## Interpretation und Diskussion der Ergebnisse

Nachdem in Kap. 6 bereits eine Bewertung der in die Modellberechnungen einbezogenen Parameter vorgenommen wurde, werden in diesem Kapitel die durch die Anwendung des Massenbilanzmodells erzielten Ergebnisse diskutiert.

### Simuliertes Massenbilanzprofil

Das mittlere Massenbilanzprofil und somit der mittlere Massenbilanzgradient über den Zeitraum 1961–98 konnte gut simuliert werden. Im Vergleich mit anderen Gletschern zählt die Devon-Eiskappe zu den Eismassen mit extrem kleinen Gradienten (vgl. Abb. 8.1). Die Veränderung der Massenbilanz mit der Höhe ist auf der Devon-Eiskappe also sehr gering, was darauf hindeutet, dass die Eiskappe durch eine geringe Dynamik und Aktivität gekennzeichnet ist. Man muss daher beachten, dass die *absoluten* Fehlerbeträge im Vergleich zu Berechnungen bei alpinen oder skandinavischen Gletschern zwar recht gering sein, aber dennoch *relativ* große Auswirkungen auf das Gesamtergebnis haben können.

Der Massenbilanzgradient ist in der Ablationszone nahezu linear. Hierfür könnte ein Temperaturgradient verantwortlich sein, der die Temperatur mit der Höhe linear abnehmen lässt. Außerdem scheinen andere Faktoren, die die Linearität beeinflussen könnten, keinen großen Einfluss zu haben (es sei denn, sie höben sich gegenseitig auf). Zu diesen Faktoren zählen z.B. höhenabhängige Schwankungen



**Abbildung 8.1:** Beispiele von Massenbilanzprofilen verschiedener Gletscher. Die Kurven sind jeweils über längere Zeiträume gemittelt. Die Kurve für die Devon-Eiskappe ist die unbeschriftete Linie neben der für den White Glacier. Quelle: Oerlemans (2001).

der Bewölkung und Feuchtigkeit, welche die Beträge der einfallenden Strahlung, des latenten und sensiblen Wärmestroms, der Evaporation und der Sublimation beeinflussen. Ebenso besteht vermutlich kein großer Einfluss von Exposition und Beschattung oder der Nähe zu Felswänden (hat Wirkung auf den Betrag von langwelliger Strahlung und sensiblem Wärmestrom). Eine bei vielen anderen Gletschern die Linearität des Massenbilanzgradienten verhindernde Schuttbedeckung spielt auf der Devon-Eiskappe keine Rolle.

Oberhalb der Gleichgewichtslinie nimmt die spezifische Massenbilanz zunächst weiterhin linear ab. Ab 1300 m ü.d.M. wird der Gradient dann deutlich kleiner, so dass die spezifische Massenbilanz nur wenig abnimmt. Für die Abflachung der Massenbilanzkurve könnte es mehrere Gründe geben. Zum einen ist der Temperaturgradient in der Akkumulationszone möglicherweise größer als unterhalb der Gleichgewichtslinie, so dass die Temperatur zur Spitze der Eiskappe im Schnitt schneller abnimmt (vgl. Kap. 6.4.2). Allerdings wird dort auch zur wärmsten Zeit des Jahres die 0°C-Grenze so selten überschritten, dass die Massenbilanz dort praktisch nicht von den Temperaturverhältnissen, sondern vielmehr von der Ak-

kumulationsverteilung abhängt. Ein entscheidender Punkt ist daher, dass oberhalb 1300 m ü.d.M. die Akkumulation kaum noch zunimmt und so die Massenbilanz zur Spitze hin nur noch wenig ansteigen lässt. Der Anstieg der Akkumulation ist hier im Übrigen weniger durch die zunehmende Höhe bedingt, sondern hängt vor allem mit der abnehmenden Entfernung zur Hauptquelle der Feuchtigkeit im Bereich der Baffin Bay zusammen. Nach Koerner (1966) sind aus Südosten von der Baffin Bay herbeiziehende Zyklonen die Hauptquelle des Niederschlags auf der Eiskappe. Damit liegt der Nordwestsektor, in dem die Massenbilanzmessungen vorgenommen werden, im Niederschlagsschatten. Aus dem gleichen Grund nimmt wahrscheinlich auch die Akkumulation auf der Südostseite der Eiskappe oberhalb von 900 m ü.d.M. mit der Höhe ab.

Zusätzlich können katabatische Winde das einmal abgelagerte Akkumulationsmuster verändern und – neben anderen Ursachen – zu lokalen Akkumulationsanomalien führen. Die Nichtlinearität des simulierten Massenbilanzprofils ist genau auf solche Gründe, nämlich lokal außergewöhnlich hohe oder niedrige Akkumulationsraten zurückzuführen, wie ein Vergleich zwischen simuliertem Massenbilanzprofil (Abb. 6.9) und der angenommenen Akkumulationsverteilung zeigt (Abb. 6.2). Möglicherweise wirkt sich hier aus, dass die verwendeten Akkumulationsdaten auf einer Geländebeobachtung von nur drei Jahren beruhen. Niederschlags- bzw. Akkumulationsanomalien in einem oder mehreren der drei Massenbilanzjahre 1996–98 könnten sich so leicht auf das Untersuchungsergebnis durchschlagen. Weitere, längerfristige Untersuchungen der Akkumulation in den verschiedenen Höhenbereichen des Massenbilanzsektors würden hier helfen, einen möglichen Fehler zu minimieren.

### **Übertragung auf den Südosten der Eiskappe**

Da das in dieser Arbeit genutzte Massenbilanzmodell auf statistischen Beziehungen zwischen Wärmesummen und Ablationsraten aufbaut, ist es nicht unbedingt auf andere Gebiete übertragbar. Dies ist ein Nachteil von Wärmesummenmodellen, der bei gering parametrisierten Energiebilanzmodellen in dieser Weise nicht auftreten würde. Bei diesen wiederum ist die Gewinnung der entsprechend notwendigen Daten jedoch teilweise so schwierig, dass sie ebenfalls stark parametrisiert werden müssen und so diesen Vorteil gegenüber Wärmesummenmodellen wieder verlieren.

Es wäre von großem Nutzen, wenn man ein Modell wie das in dieser Arbeit genutzte zumindest auf andere Gletscher der Region übertragen könnte, ohne es dort immer wieder mit Hilfe von Geländedaten neu kalibrieren zu müssen. Der Versuch, das Modell auf den Südostsektor der Eiskappe anzuwenden, deutet an, dass dies mit Einschränkungen möglich sein könnte. Aufgrund einer fehlenden Datenbasis konnte eine Überprüfung zwar nur daran vorgenommen werden, ob sich die Lage der Gleichgewichtslinie im Südosten mit Hilfe des Modells berechnen lässt. Der errechnete Wert von etwa 730 m ü.d.M. liegt dabei 30 m über dem bei Woo und Ohmura (1997) angegebenen Wert, kann aber in Anbetracht der Einfachheit des Modells und der auf groben Schätzungen beruhenden Temperatur- und Niederschlagswerte als eine recht gute Übereinstimmung angesehen werden. Hinzu kommt, dass der Wert bei Woo und Ohmura (1997) vermutlich<sup>1</sup> ein Durchschnittswert ist, der zumindest einige warme Sommer der 90er-Jahre unberücksichtigt lässt. Möglicherweise liegt daher die mittlere Gleichgewichtslinie für den Zeitraum 1961–98 etwas höher als die angegebenen 700 m ü.d.M. Dafür spricht auch, dass der an der gleichen Stelle angegebene Wert für den Nordwestsektor um etwa 100 m niedriger liegt als der für den Zeitraum 1961–98 berechnete Mittelwert von ca. 1150 m ü.d.M.

Eine endgültige Bewertung der Robustheit des Modells sollte aber besser unter Einbezug höhenabhängiger Massenbilanzdaten aus dem Südostsektor vorgenommen werden. Auch weitere Vergleiche mit den Daten von anderen Eismassen der Region könnten hierbei zusätzliche Bewertungsgrundlagen schaffen.

### **Klimatische Sensitivität der Eiskappe**

Nachdem das Massenbilanzmodell erfolgreich für den Nordwestsektor der Eiskappe von Devon Island kalibriert worden ist, kann es genutzt werden, um die klimatische Sensitivität der Massenbilanz in Bezug auf Veränderungen von Temperatur und Niederschlag zu untersuchen. Dabei muss angemerkt werden, dass es aufgrund des einfachen Aufbaus des Modells, das einige Bestandteile der Energiebilanz unberücksichtigt lässt, zu einer Über- oder (seltener) einer Unterschätzung der klimatischen Sensitivität kommen kann [vgl. z.B. Oerlemans (2001)]. Diesem Problem kann man nur begegnen, indem man ein hinreichend komplexes Modell

---

<sup>1</sup> Leider ist bei Woo und Ohmura (1997) nicht angegeben, auf welcher Basis die angegebenen Daten beruhen.

auf Basis der Beschreibung der Energiebilanz zur Berechnung entwickelt. Auf die Probleme bei der Beschaffung der für ein solches Modell notwendigen Daten wurde bereits in Kap. 5.2 eingegangen. Außerdem sei darauf hingewiesen, dass die klimatische Sensitivität auf der Grundlage von Veränderungen der *Durchschnittswerte* für Temperatur und Niederschlag berechnet wurde, die Massenbilanz aber nicht nur von klimatischen Durchschnitten, sondern auch von der Variabilität des Klimas abhängen kann [Koerner (1980)].

Zur Bestimmung der Sensitivität können dann mehrere Größen herangezogen werden, z.B. die Veränderung der Lage der Gleichgewichtslinie oder die der mittleren spezifischen Massenbilanz. Um zusätzlich auch Aussagen über die vergangene und zukünftige Entwicklung des untersuchten Gletschers treffen zu können, ist in jedem Fall die Bestimmung der spezifischen Bilanz notwendig. Mit Hilfe eines geeigneten dynamischen Gletschermodells ließe sich dann auch bestimmen, welche Auswirkungen mögliche Klimaveränderungen auf die Geometrie des Gletschers hätten. Mit einer veränderten Geometrie könnte man dann schließlich die *dynamische* Sensitivität berechnen. Da aber für die Devon-Eiskappe keine geeignete Beschreibung ihrer Dynamik vorlag oder erstellt wurde, beziehen sich alle Angaben in dieser Arbeit auf die *statische* Sensitivität der Eiskappe, d.h. sie unterliegen alle der Annahme, die Geometrie der Eiskappe würde sich nicht ändern. Da die Dynamik der Eiskappe jedoch sehr gering ist, sollten sich für die hier besprochenen möglichen Klimaveränderungen und für hinreichend kurze Zeiträume keine allzu großen Unterschiede ergeben.

Die Berechnungen mit Hilfe des Massenbilanzmodells ergaben eine deutlich höhere Sensitivität zur Temperatur als zum Niederschlag ( $-126,5$  mm pro Kelvin Temperaturänderung bzw. 23 mm pro 10% Niederschlagsänderung). Das Verhältnis von Niederschlags- zu Temperaturänderungen (*Precipitation Temperature Ratio* (PTR)), d.h. die Niederschlagsänderung, die benötigt würde, um eine Temperaturerhöhung von 1 K auszugleichen, beträgt 63%. Ein Vergleich mit Untersuchungen von Laumann und Reeh (1993) und Oerlemans und Fortuin (1992), die für verschiedene norwegische Gletscher PTRs zwischen 20% und 38% berechneten, zeigt, dass dies ein sehr hoher Wert und die Massenbilanz der Devon-Eiskappe extrem temperaturabhängig ist. Dies hängt vor allem mit den sehr geringen Niederschlagsmengen auf der Devon-Eiskappe zusammen. Doch nicht alle Gebiete mit ähnlich geringen Niederschlagsmengen haben eine ebenso hohe PTR wie die

Devon-Eiskappe: In Untersuchungen an grönländischen Gletschern berechneten Bøggild et al. (1994) oder auch Huybrechts et al. (1991) PTR-Werte von unter 10%. Der Grund liegt hier darin, dass die untersuchten Massenbilanzsektoren mit dem Plateau des grönländischen Eisschildes ein riesiges Einzugsgebiet besitzen und damit die Ablationszone nur einen Bruchteil der Akkumulationszone ausmacht. Durch den sehr großen Akkumulationsbereich können sich daher bereits kleinere Veränderungen des Niederschlags sehr stark auf die Massenbilanz der Gletscher auswirken. Diese Wirkung entfällt bei kleineren Eismassen außerhalb der Eisschilde, bei denen die Akkumulationszonen nicht so groß sind und in denen im Sommer auch stärkere Schmelzprozesse stattfinden können.

Während die Akkumulationsverteilung also mitentscheidend für die räumliche Verteilung der spezifischen Massenbilanz auf der Eiskappe ist, haben temporale Niederschlagsvariationen nur relativ geringe Auswirkungen auf die Massenbilanz der Eiskappe. Temperaturänderungen hingegen beeinflussen die Massenbilanz deutlich stärker. Eine über das gesamte Jahr gleich große Erhöhung der Temperatur um 1 K würde lokale Akkumulationsunterschiede mildern. Sie ließe den Massenbilanzgradienten deutlich größer werden. Während er in der Akkumulationszone nur geringen Änderungen unterworfen wäre, ginge die spezifische Nettobilanz in der Ablationszone deutlich zurück. Dabei wäre die Sensitivität zu Temperaturänderungen umso größer, je tiefer sich der Gletscherabschnitt befindet (vgl. Abb. 7.4(a)). Mögliche Gründe hierfür könnten zum einen darin liegen, dass die relativen Veränderungen der Ablation mit ihrer absoluten Größe anwachsen. Zum anderen könnte sich auswirken, dass mit größerer Höhe die Ablation von Schnee (mit seinem niedrigeren Schmelzfaktor) gegenüber der von Eis an Bedeutung gewinnt. In jedem Fall unterstreicht auch dies die starke Temperaturabhängigkeit der Massenbilanz.

Sänke die Temperatur hingegen um 1 K, würde die mittlere spezifische Massenbilanz des Eiskappensektors bei unveränderten Niederschlagsverhältnissen positiv, d.h. die Eismasse würde dort anwachsen. Am stärksten wären auch hier die Veränderungen in den niedrigsten Höhenbereichen, wodurch in diesem Fall das Massenbilanzprofil flacher und der Massenbilanzgradient kleiner würde. Lokale Akkumulationsunterschiede würden sich stärker als heute auf die spezifische Massenbilanz auswirken (vgl. Abb. 7.4(b)).

Eine Veränderung der Lage der Gleichgewichtslinie, die eine Temperaturände-

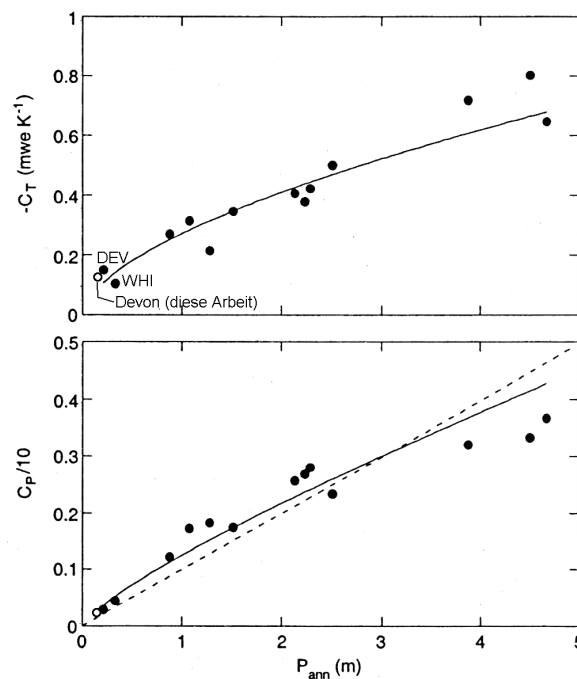
nung nach sich zöge, würde auch das Verhältnis der Flächen von Akkumulations- und Ablationszone zueinander bzw. die so genannte *Accumulation Area Ratio* (AAR) ändern. Über den Zeitraum 1961–98 betrug die AAR etwa 0,5, d.h. Akkumulations- und Ablationszone waren etwa gleich groß. Es ist zu erwarten, dass sich eine Änderung der AAR auf die Dynamik der Eiskappe auswirkt, da sich der Durchfluss durch die Zone der Gleichgewichtslinie ändert. Die Simulationsergebnisse deuten an, dass bei einer Temperaturerhöhung (ohne gleichzeitige Niederschlagsänderung) die Dynamik verstärkt, bei einer ebensolchen Absenkung der Temperatur die Dynamik abgeschwächt würde. Allerdings konnte im Modell dieser Arbeit nicht berücksichtigt werden, dass sich die Geometrie der Eiskappe ebenfalls ändern und die Dynamik der Eiskappe beeinflussen kann. Wie stark eine Änderung der Dynamik oder Aktivität der Eiskappe daher sein würde, ließe sich nur bei einer besseren Kenntnis der dynamischen Prozesse auf und innerhalb der Eiskappe näher bestimmen.

Vergleicht man die klimatische Sensitivität der Devon-Eiskappe mit der von Gletschern in anderen Regionen, so zeigt sich, dass ihre Sensitivität sowohl bzgl. Temperatur- als auch Niederschlagsänderungen extrem klein ist. Aus Abb. 8.2, die die von Oerlemans (2001) für zwölf Gletscher zusammengestellten Werte für  $C_T$  und  $C_P/10$  in Abhängigkeit des jeweiligen Jahresniederschlags zeigt, wird deutlich, dass die klimatische Sensitivität im Zusammenhang mit der jährlichen Niederschlagsmenge steht. Je größer diese in einer bestimmten Region ist, desto größer ist die klimatische Sensitivität der dortigen Gletscher, was auch durch eine Berechnung der Sensitivität der Devon-Eiskappe bei verschiedenen Akkumulationshöhen bestätigt wird (Abb. 8.3).

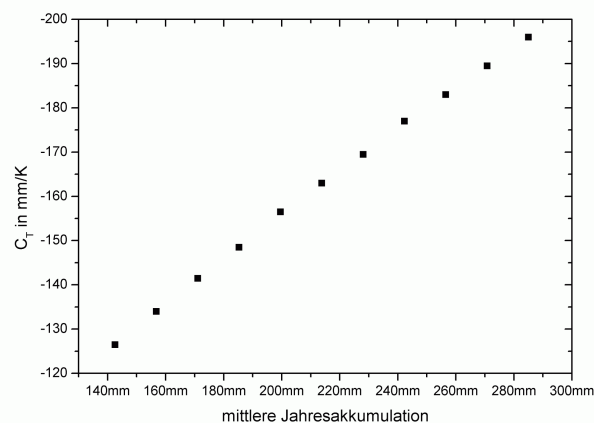
Als wichtigste Ursachen der höheren Sensitivität in feuchteren Klimaten sieht Oerlemans (2001) an, dass diese bestimmt sind durch:

- stärkere Rückkopplungseffekte durch die Albedo,
- einen größeren Effekt durch die Aufteilung des Niederschlags in Schnee und Regen, sowie
- eine längere Ablationssaison, weil die Gletscher bis in tiefere Lagen reichen.

Ein stärkerer Rückkopplungseffekt durch die Albedo kommt dabei dadurch zustande, dass zusätzlicher Schnee sich nicht nur durch die Zuführung von Masse



**Abbildung 8.2:** Sensitivität der Massenbilanz verschiedener Gletscher zu Veränderungen von Temperatur und Niederschlag als Funktion der jährlichen Niederschlagsmenge. Abbildung aus Oerlemans (2001), ergänzt um den in dieser Arbeit ermittelten Wert (offener Kreis). Abkürzungen: DEV = Devon-Eiskappe, WHI = White-Gletscher.



**Abbildung 8.3:** Temperatursensitivität der Massenbilanz der Devon-Eiskappe als Funktion der jährlichen Akkumulation. Die heutige mittlere Akkumulation auf der Eiskappe beträgt 142,5 mm, für die Berechnung wurde sie dann in 10%-Schritten erhöht.



auf die Nettobilanz eines Gletschers auswirkt, sondern auch dadurch, dass mehr Schnee für eine längere Andauer höherer Albedowerte sorgt und so die Ablation verringert. Aus diesem Grund liegen die Werte für  $C_P$  der meisten Gletscher in Abb. 8.2 oberhalb der gestrichelten Linie, welche die neutrale Kurve repräsentiert (d.h. der gesamte Niederschlag fiel als Schnee und es wirkten keine Rückkopplungen durch die Albedo). Bei den Gletschern mit sehr hohem Niederschlag liegt die Sensitivität unterhalb der neutralen Kurve. Dies liegt daran, dass hier ein großer Teil des Niederschlags als Regen fällt, und daher die Veränderung der Massenbilanz geringer ist als die zugeführte Masse [Oerlemans (2001)].

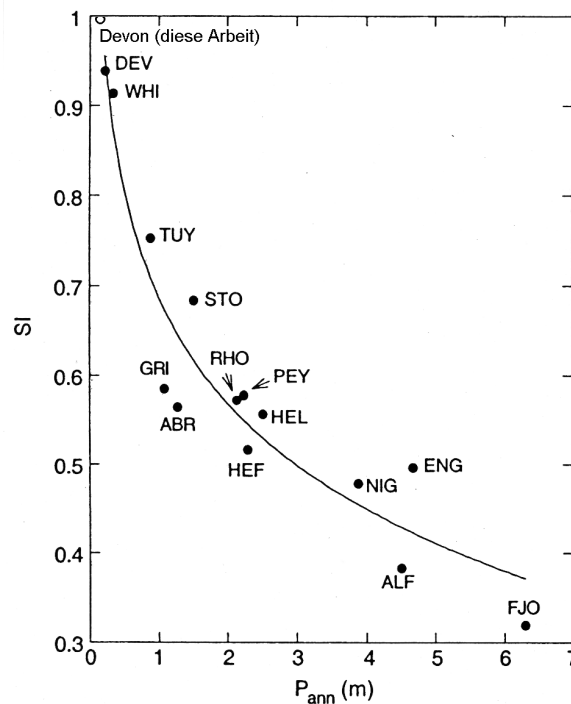
In die gleiche Abbildung wurden auch die in dieser Arbeit ermittelten Sensitivitäten zu Temperatur- bzw. Niederschlagsänderungen eingetragen. Es fällt auf, dass sowohl  $C_T$  als auch  $C_P$  niedriger sind als der von Oerlemans (2001) für die Devon-Eiskappe ermittelte Wert. Allerdings basieren die Daten dieser Arbeit auch auf niedrigeren angenommenen Akkumulationsraten. Während Oerlemans (2001) von einem jährlichen Niederschlag von knapp über 200 mm ausgeht<sup>2</sup>, wurde auf Basis der in dieser Arbeit verwendeten, flächenanteilig gewichteten Akkumulationsmengen ein Wert von 142 mm pro Jahr ermittelt (vgl. Kap. 6.2). Berücksichtigt man dies, passen die in dieser Arbeit ermittelten Werte sehr gut in das von Oerlemans entworfene Bild. Da die Werte nicht größer sind als die auf Basis von Energiebilanzmodellen mittlerer Komplexität berechneten und in Abb. 8.2 dargestellten Werte, scheint die von Oerlemans (2001) befürchtete Überschätzung der klimatischen Sensitivität<sup>3</sup> durch das in dieser Arbeit genutzte Modell nicht gegeben zu sein.

## Saisonale Sensitivität

Der Zeitraum, in dem die Temperatur die Massenbilanz der Devon-Eiskappe beeinflusst, ist extrem kurz. Um die jährliche Akkumulation auf der Devon-Eiskappe mit Hilfe des Wärmesummenansatzes berechnen zu können, müssen praktisch nur die Temperaturen der Monate Juni, Juli und August herangezogen werden. Dies

<sup>2</sup> Abgelesen aus Abb. 8.2; an anderen Stellen spricht Oerlemans von 225 mm Niederschlag auf der Eiskappe, der praktisch vollständig als Schnee akkumuliert würde.

<sup>3</sup> Eine Überschätzung könnte seine Ursache darin haben, dass nicht nur der langwellige, sondern auch der kurzwellige Anteil der Strahlung zur Ablation beiträgt. Da in die Wärmesummenmodelle nur der langwellige Teil einfließt, könnte dies bei diesen zu einer Überschätzung der Sensitivität führen (vgl. auch Kap. 5.2).



**Abbildung 8.4:** Saisonalitätsindex SI für verschiedene Gletscher, errechnet durch Modellierung der Massenbilanz, als Funktion der jährlichen Niederschlagsmenge. Zum Vergleich ist auch der in dieser Arbeit berechnete SI für die Devon-Eiskappe eingetragen. Die Abkürzungen stehen für folgende Gletscher: FJO: Franz-Josef-Gletscher; ALF: Ålfotbreen; NIG: Nigardsbreen; ENG: Engabreen; HEF: Hintereisferner; ABR: Abramov-Gletscher; HEL: Hellstugubreen; PEY: Peyto-Gletscher; RHO: Rhonegletscher; GRI: Griesgletscher; STO: Storglaciären; TUY: Tuyusku-Gletscher; WHI: White-Gletscher; DEV: Devon-Eiskappe. Abbildung aus Oerlemans (2001), ergänzt um den in dieser Arbeit ermittelten Wert (offener Kreis).

äußert sich dann auch in einem Saisonalitätsindex (SI) für die Devon-Eiskappe von über 99%, was ein noch größerer Wert ist als der von Oerlemans (2001) berechnete Wert von etwa 94% (vgl. Abb. 8.4). Möglicherweise wirkt sich hier aus, dass das Wärmesummenmodell den Einfluss der kurzwelligen Strahlung auf die Ablation nicht direkt berücksichtigt. Auch in Monaten, in denen die Temperaturen nicht über den Gefrierpunkt steigen, kann es zu Ablationsprozessen kommen, so z.B. durch Sublimation. Die Berechnung mit dem Wärmesummenmodell ergäbe aber, dass in solchen Monate keine Ablation stattfände. Eine weiterer Grund kann aber auch darin liegen, dass in dieser Arbeit von einer geringeren Ablation ausgegangen wurde als bei Oerlemans (2001) (siehe oben). Insofern passt der erzielte Wert gut in das in Abb. 8.4 abgebildete Muster, nach dem die Saisonalität mit abnehmendem Niederschlag zunimmt, hinein.

Ein Anstieg der Wintertemperaturen würde sich also nicht auf die Massenbilanz der Eiskappe auswirken. Lediglich gegen Ende Mai und im September, wo die Temperatur bereits heute selten (Mai) bis gelegentlich (September) an den Gefrierpunkt oder knapp darüber reicht, könnten bei einer Temperaturerhöhung häufiger Schmelzprozesse auftreten. In diesem Fall würde sich vermutlich auch die Saisonalität etwas abschwächen. Ganz entscheidend werden aber auch zukünftig die Temperaturverhältnisse während der drei Sommermonate – und hier ganz besonders im Juli – sein.

Die Bestimmung der Sensitivität der Massenbilanz zu Niederschlagsänderungen war mit einigen Schwierigkeiten verbunden, da für die Devon-Eiskappe nur unzureichende Informationen über die jahreszeitliche Verteilung der Niederschlagsmengen existieren. Die Niederschlagsverteilung an der Station Resolute erwies sich als ungeeignet. Bessere Ergebnisse konnten mit einer sich auf Beobachtungen von Koerner (1966) stützenden Annahme einer relativ gleichmäßigen Verteilung der Schneeakkumulation über alle zwölf Monate erzielt werden. In diesem Fall zeigt sich, dass die Sensitivität zu Niederschlagsveränderungen geringer ist als zu vergleichbaren Änderungen der Temperatur.<sup>4</sup> Zudem ist auch hier die Sensitivität im Sommer größer als im Winter. Dies stellt einen Unterschied zu den Ergebnissen von Oerlemans und Reichert (2000) dar, der für den White-Gletscher eine das ganze Jahr über gleich große Sensitivität zu Niederschlagsänderungen errechnete. Er begründet dies damit, dass praktisch der gesamte Niederschlag auf dem White-Gletscher in Form von Schnee fiel und es somit unerheblich sei, in welchem Monat eine Niederschlagsveränderung stattfände. Die in dieser Arbeit für die Devon-Eiskappe festgestellte erhöhte Niederschlagssensitivität während der Sommermonate erscheint jedoch plausibel. Vermehrte Schneeakkumulation in der Zeit von Juni bis August würde zu einer erhöhten Albedo führen und könnte so zusätzlich zur Massenzufuhr auch die in diesen Monaten auftretenden Schmelzprozesse vermindern. Dieser Effekt entspräche dem bereits oben erwähnten Rückkopplungseffekt durch die Albedo, der die Sensitivität bei Gletschern in feuchteren Klimaten ansteigen lässt.

Schließlich kann die SSC-Matrix auch dazu genutzt werden, die jährliche Sensitivität zu berechnen, indem man die Beträge für die einzelnen Monate aufsum-

---

<sup>4</sup> Faustregel zur Vergleichbarkeit der Änderungsbeträge von Temperatur und Niederschlag: Häufig wird eine Temperaturänderung von 1 K einer Niederschlagsänderung um 10% gegenübergestellt.

miert. Ein Vergleich mit den bereits oben beschriebenen jährlichen Sensitivitäten bzgl. Temperatur und Niederschlag, die nach Gleichung (5.11) und (5.12) errechnet wurden, liefern nicht exakt die gleichen, aber doch ähnliche Werte (113,2 mm/K zu 126,5 mm/K für  $C_T$  bzw. 26 mm zu 23 mm für  $C_P/10$ ). Damit bewegen sich die Abweichungen in einer Größenordnung, in der sie sich auch bei Oerlemans und Reichert (2000) bewegen. Ebenso ergaben sich auch dort bei der Berechnung der Sensitivität mittels der SSC für  $C_T$  leicht kleinere Werte.

### Rekonstruktion der Massenbilanzreihe von 1961–98

Alle bisher durchgeführten Berechnungen basierten auf der (zutreffenden) Annahme, dass sich die Geometrie der Devon-Eiskappe während der letzten Jahrzehnte nicht wesentlich verändert hat. Diese Stabilität ist zugleich auch Voraussetzung für die in diesem Abschnitt besprochenen Versuche der Rekonstruktion der Massenbilanzreihen von 1961 bis 1998. Auffälligstes Ergebnis der Rekonstruktion mit Hilfe des beschriebenen Massenbilanzmodells ist die in verschiedenen Jahren auftretende starke Unterschätzung der Massenbilanz. Ein möglicher Grund hierfür kann selbstverständlich ein fehlerhaftes Modell sein. Doch kommen bei näherer Betrachtung auch andere Ursachen für diese teilweise starken Differenzen in Frage:

Ein möglicher Grund und daher ein Nachteil des Modells könnte sein, dass in ihm der kurzweilige Anteil der Energiebilanz nicht direkt berücksichtigt wird. Da die Nettostrahlung nicht unbedingt mit der Ablation korreliert [Braithwaite (1981)], könnte ihr Betrag für unregelmäßige, durch die Temperatur nicht erklärare Schwankungen der Ablation verantwortlich sein. Aufgrund der nicht vorhandenen Korrelation dürfte es allerdings schwer sein, die durch die Nettostrahlung verursachten Ablationsbeträge genau bestimmen zu können – was dann im Übrigen auch bei der Anwendung von Energiebilanzmodellen gilt.

Die Akkumulation auf der Eiskappe schwankt zeitlich in einem nicht bekannten Ausmaß, wurde allerdings zunächst im Modell als konstant angenommen. Es wäre daher möglich, dass in Jahren mit überdurchschnittlich hoher Akkumulation auf der Eiskappe die Simulation zu niedrige Ergebnisse liefert, während sie in Jahren mit relativ geringer Akkumulation die Massenbilanz überschätzt. Die Differenzen von bis zu mehr als 250 mm/Jahr können allerdings nicht allein mit einer unter-

schiedlichen Akkumulationsmenge erklärt werden, da die Akkumulation auf der Devon-Eiskappe nach heutigem Wissen nicht stark genug von Jahr zu Jahr variiert [Koerner (2001)]. Ein weiterer Punkt kann der Zeitpunkt der Akkumulation sein. So führt sommerliche Schneeakkumulation auf Eisoberflächen diesen nicht nur Masse zu, sondern verringert auch die dort auftretenden Schmelzprozesse, indem sie die Albedo erhöht. Dieser Effekt drückt sich, wie bereits weiter oben angeführt wurde, in höheren Werten für  $C_P$  in den Sommermonaten aus.

Ein weiterer möglicher Grund für die Diskrepanzen zwischen Messung und Rekonstruktion könnte sein, dass mit Hilfe des Modells die Massenbilanz für jedes Jahr einzeln berechnet wurde. Auf diese Weise kann nicht berücksichtigt werden, dass die Verhältnisse in einem Jahr auch Auswirkungen auf die Bedingungen im nächsten haben können. In Jahren mit positiver Massenbilanz beispielsweise verlagert sich die Gleichgewichtslinie nach unten und die Akkumulationszone ist überdurchschnittlich groß. In diesem Bereich schmilzt der im Laufe eines Jahres gefallene Schnee nicht vollständig weg und wird daher auch im nächsten Jahr zur aufliegenden Schnee- bzw. Firnmenge beitragen. Je größer diese Zone ist, desto größer ist auch der Bereich, in dem Schnee bzw. Firn aus dem vorherigen Jahr mit in das neue übernommen und in dem so die Eisoberfläche im nächsten Jahr erst später (wenn überhaupt) ans Tageslicht kommen wird. Auf diese Weise verringert sich die durchschnittliche Albedo und könnte so zu vergleichsweise geringer Ablation führen. Tatsächlich fällt auf, dass eine deutliche Unterschätzung der Massenbilanz durch die Simulation häufig nach Jahren mit positiver Massenbilanz auftritt (z.B. 1971, 1973, 1977, 1987, 1988, 1993). Unter den Ausnahmen befindet sich allerdings auch das Jahr 1962, welches die zweitstärkste Unterschätzung und die mit Abstand niedrigste aller mit dem Modell simulierten Massenbilanzen aufweist.

Zu einer Überschätzung der Massenbilanz kann es kommen, wenn Chinook-Ereignisse für signifikante Anteile der Ablation eines Jahres verantwortlich sind. In diesem Fall berechnen Wärmesummenmodelle möglicherweise, wie bei Boon und Sharp (2001) beschrieben, eine zu geringe Ablation (vgl. auch Kap. 5.2). Allerdings sollte dies auf dem relativ flachen Plateau der Eiskappe, das den allergrößten Teil des Massenbilanzsektors einnimmt, eher keine Rolle spielen. Die Tatsache, dass bei höheren Windgeschwindigkeiten die Schmelzprozesse verstärkt werden, dies aber durch ein Wärmesummenmodell nicht direkt beschrieben werden kann,

könnte ebenfalls eine Ursache für die Differenzen zwischen Messung und Rekonstruktion sein.

Das genutzte Massenbilanzmodell beruht auf einer ganzen Reihe von Annahmen. Viele dieser Annahmen gehen von konstanten Variablen aus, wie z.B. bei der bereits oben beschriebenen Akkumulation. Selbstverständlich können auch die anderen Parameter, wie z.B. die Temperaturgradienten oder die Wärmesummenfaktoren im Laufe eines Jahres sowie von Jahr zu Jahr variieren, was dann z.T. erhebliche Auswirkungen auf das Simulationsergebnis hätte. So gut die Simulation der über einen längeren Zeitraum gemittelten Nettobilanz auch ist, wäre es dennoch vermessen zu erwarten, dass auf diese Weise auch die jährlichen Schwankungen der Massenbilanz ähnlich genau nachgebildet werden können. Dennoch wurde der Versuch unternommen, mit Hilfe der SSC-Matrix den Verlauf der Massenbilanz ein weiteres Mal zu rekonstruieren. Dabei war das erste Ziel nicht eine zufriedenstellendere Rekonstruktion der Nettobilanzreihe. Vielmehr erschien attraktiv, dass mit Hilfe der SSC-Matrix die jährliche Massenbilanz auf Basis der Abweichungen monatlicher Mittelwerte von Temperatur und Niederschlag berechnet werden kann. Dies ermöglicht dann die Einbeziehung weiterer Datenquellen: von langen meteorologischen Datensätzen bis hin zu den Ergebnissen atmosphärischer Modelle, die beide häufig in Form von monatlichen Mittelwerten vorliegen.<sup>5</sup>

Das Ergebnis zeigt, dass die SSC-Matrix durchaus zur Rekonstruktion genutzt werden kann. Dabei fällt allerdings auf, dass die Rekonstruktion weitaus besser ist, wenn man in der Berechnung den Niederschlag von Jahr zu Jahr konstant hält, anstatt die Niederschlagsschwankungen an der Station Resolute als Maß für jährliche Akkumulationsunterschiede auf der Eiskappe zu nutzen. Die Niederschlagsdaten aus Resolute scheinen also gänzlich ungeeignet für die einzelnen Simulationen zu sein. Dabei spielt es keine Rolle, welche Art der Rekonstruktion man durchführt. Auch bei der oben erwähnten Rekonstruktion auf Basis des Massenbilanzmodells verschlechterten sich die Ergebnisse, sobald man von der Annahme einer konstanten Akkumulation Abstand nahm und versuchte, die Niederschlagsschwankungen an der Station Resolute auf eine Weise zu berücksichtigen. Die Gründe hierfür können vielfältig sein. Ganz sicher sind Niederschlagsverhältnisse

---

<sup>5</sup> Zwar können z.B. mit Hilfe des von Braithwaite (1984) vorgeschlagenen Ansatzes auch monatliche Mittelwerte für die Berechnung der Wärmesummen genutzt werden, eine befriedigende Übereinstimmung mit den aus täglichen Temperaturwerten gewonnenen Wärmesummen ist hier aber nicht in allen Fällen gegeben (vgl. Kap. 6.4).

nicht so einfach und vor allem nicht über so große Entfernungen übertragbar wie die der Temperatur. Die Station Resolute liegt über 300 km westlich der Devon-Eiskappe und wird nicht immer von den gleichen Luftmassen getroffen wie diese. Daher besitzen sie vermutlich z.T. unterschiedliche Feuchtigkeitsquellen. Möglich ist zudem auch, dass die Verdriftung von Schnee z.B. durch katabatische Winde jährliche Niederschlagsschwankungen ausgleicht.

Wenn man von einer jährlich konstanten Akkumulation ausgeht, liefert die Rekonstruktion auf Basis der SSC-Matrix sogar bessere Werte als die mit Hilfe des Massenbilanzmodells. Möchte man daher die Zeitreihen erweitern, sei es in die Zeit nach 1998 oder vor 1961, sollte man in diesem Fall die SSC-Rekonstruktion vorziehen. Vor allem eine teilweise extreme Unterschätzung der Massenbilanz wird dadurch vermieden. Dennoch muss man sich bewusst sein, dass die Rekonstruktion von Zeitreihen der Massenbilanz mit großen Unsicherheiten behaftet ist und man auf jährlicher Basis keine Vorhersage wagen sollte. Für eine längerfristige Abschätzung, z.B. auf der Basis von Jahrzehnten, scheint hingegen eine gewisse Eignung zu bestehen.





# Kapitel 9

## Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurden Berechnungen zur klimatischen Sensitivität der Eiskappe von Devon Island durchgeführt, die auf einem mit Wärmesummen arbeitenden Massenbilanzmodell basierten. Der Ansatz eines Wärmesummenmodells wurde dabei aufgrund der Einfachheit der Anwendung bei dennoch überzeugenden Ergebnissen, der Verfügbarkeit und Robustheit der benötigten Daten sowie der Möglichkeit der Nutzung des Outputs von Klimamodellen und vergangener Klimadaten gewählt.

Wichtigste Datenbasis waren täglich verfügbare Tagesmitteltemperaturen der Station Resolute, die mit Hilfe eines Temperaturgradienten auf das Gebiet der Eiskappe extrapoliert wurden. Zur Bestimmung des Temperaturgradienten konnte auf in der Saison 2000/2001 (von R.M. Koerner) aufgezeichnete Temperaturdaten von drei Stationen auf der Eiskappe zurückgegriffen werden. Diese Daten deuteten an, dass der Temperaturgradient niedriger liegt als in vielen anderen ähnlichen Arbeiten, aber dennoch nicht untypisch für die Region ist. Schließlich wurde für diese Arbeit mit  $-0,35 \text{ K}/100\text{m}$  ein Gradient gewählt, der zum einen eine möglichst gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und extrapolierten Wärmesummen und zum anderen eine plausible Steigung des Massenbilanzgradienten ergab.

Weiterhin waren die verwendeten Akkumulationsbeträge von großer Bedeutung. Dabei existieren signifikante Unterschiede zwischen dem über der Eiskappe fallenden Niederschlag und der tatsächlichen Akkumulationsverteilung am Ende der Wintersaison. Daher wurde in die Berechnungen nicht einfach eine höhenab-

hängige Niederschlagsverteilung (Zunahme des Niederschlags mit der Höhe mit einem festen Niederschlagsgradienten) angenommen, sondern auf Akkumulationsbestimmungen zum Ende von drei Winterhalbjahren (1996–98) zurückgegriffen. Dabei ergab sich eine mittlere Akkumulation im Massenbilanzsektor der Eiskappe von 142 mm, was ein deutlich geringerer Wert gegenüber anderen Arbeiten ist (z.B. 225 mm, vgl. bei Oerlemans (2001)). Die jährlichen Schwankungen der Akkumulation waren unbekannt, jedoch zeigten Berechnungen, dass sie in keiner Weise aus den Niederschlagsschwankungen an der Station Resolute abgeleitet werden konnten.

Zusätzlich wurde für den Betrag des wiedergefrierenden Schmelzwassers ein einfaches Schema angewandt, dass diesen Betrag auf etwa 60% der jährlichen Akkumulation abschätzte. Schließlich wurden die Wärmesummenkoeffizienten für Eis und Schnee durch ein Tuning des Modells so bestimmt, dass das gemessene und das simulierte Massenbilanzprofil möglichst gut übereinstimmten. Dabei ergab sich ein Koeffizient für Eis von 5,8 mm/K und einer für Schnee von 4,0 mm/K. Der Eisfaktor liegt damit im unteren Bereich der Bandbreite bekannter Faktoren aus anderen Gebieten. Dies kann zum einen typisch für die Region sein, zum anderen können die höheren Werte aus anderen Messungen mit den dort gemessenen oder durch Tuning ermittelten höheren Temperaturgradienten zusammenhängen. Der Koeffizient für Schnee liegt im mittleren Bereich bekannter Werte. Dieser gegenüber manchen im Gelände an frisch gefallenem Schnee ermittelten Werten etwas höhere Wert könnte sich dadurch erklären lassen, dass er ein über Schneeoberflächen unterschiedlichen Alters integrierter Wert ist und sich die Albedo von Schneedecken mit zunehmendem Alter verringert.

Insgesamt zeigt sich mit der gewählten Kombination aller Parameter eine gute Übereinstimmung zwischen Messung und Simulation des mittleren Massenbilanzprofils. Bei anderen Kombinationen, z.B. mit einem deutlich veränderten Temperaturgradienten oder anderen Wärmesummenfaktoren, verschlechtert sich das Ergebnis stark.

Anwendungen des Modells verdeutlichten, dass die Massenbilanz extrem abhängig von der Temperatur während der drei Sommermonate Juni–August ist. Praktisch die gesamte Ablation wird durch die Temperaturverhältnisse während dieser Monate bestimmt. Diese extreme Saisonalität könnte sich nur dann ändern, wenn die Temperatur so stark anstiege, dass sich der Sommer in die Monate Mai

und September hinein verlängert. Auf jeden Fall aber zeigt sich, dass ein prognostizierter überdurchschnittlicher Anstieg der Wintertemperaturen in den hohen Breiten keine Auswirkungen auf die Massenbilanzen haben wird. Vielmehr wird die Größe der Temperaturänderung im Sommer entscheidend sein.

Änderungen des Niederschlags werden geringere Auswirkungen haben als die der Temperatur, was typisch für Gletscher mit einem geringen Jahresniederschlag ist. So müsste der Niederschlag laut Simulation um über 60% ansteigen, um eine Temperaturerhöhung von 1 K ausgleichen zu können. Gemäß den Ergebnissen der SRES-Szenarien des IPCC würde somit die Devon-Eiskappe trotz eines Anstiegs der Niederschlagsmenge zukünftig an Masse verlieren.

Im Vergleich mit anderen Gletschern ist die klimatische Sensitivität der Devon-Eiskappe jedoch sehr klein, d.h. Klimaänderungen würden sich hier weniger dramatisch auswirken. Dies ist eine typische Eigenschaft von Gletschern, auf denen relativ wenig Jahresniederschlag fällt. So nähme denn auch laut Simulation die klimatische Sensitivität der Devon-Eiskappe zu, wenn dort eine höhere Jahresakkumulation herrschte. Entgegen den Befürchtungen von Oerlemans (2001) schienen die Berechnungen mit dem Wärmesummenmodell nicht dazu zu neigen, die klimatische Sensitivität zu überschätzen.

Schließlich wurde auf Basis der Temperatur- und Niederschlagsdaten aus Resolute versucht, die jährlichen Schwankungen der Massenbilanz auf der Eiskappe seit 1961 zu rekonstruieren. Dies war mit Schwierigkeiten verbunden, da im Modell einige Variablen als konstant angenommen wurden, obwohl man bei ihnen jährliche Schwankungen annehmen muss. Die beste Rekonstruktion konnte auf Basis der SSC-Matrix durchgeführt werden, welche nur die Abweichungen der monatlichen Mitteltemperaturen an der Station Resolute von einem Referenzwert berücksichtigte. Damit wurde bestätigt, dass die temporalen Niederschlagsschwankungen in Resolute zur Modellierung der Massenbilanz nicht geeignet sind.

Was den Beitrag der Gruppe der Gletscher und Eiskappen zu einem prognostizierten Meeresspiegelanstieg angeht, so rechtfertigen die Ergebnisse dieser Arbeit den Einsatz von Wärmesummenmodellen zur Abschätzung der klimatischen Sensitivität von Massenbilanzen. Verbesserungen des Wärmesummenansatzes könnten dahin gehen, die potenzielle kurzweilige Strahlung oder die graduelle Veränderung der Albedo bei alternden Schneedecken einzubeziehen. Zusätzlich sollten

die Möglichkeiten neuer Satellitensensoren dazu genutzt werden, das globale Gletscherinventar zu vervollständigen und das Monitoring von Gletschern vor allem in bisher wenig untersuchten Regionen auszudehnen. Traditionelle Messungen der Massenbilanz werden auch weiterhin nötig sein. Sie sollten an repräsentativen Eismassen aller Gletscherregionen durch- bzw. weitergeführt werden, auch um so eine für die Bestimmung der klimatischen Sensitivitäten von Massenbilanzen hilfreiche Datenbasis vorzuhalten.

# Literaturverzeichnis

- Alt, B. T. (1978). Synoptic climate controls of mass-balance variations on Devon Island Ice Cap. *Arctic and Alpine Research*, 10:61–80.
- Ambach, W. (1985). Characteristics of the heat balance of the Greenland ice sheet for modelling. *Journal of Glaciology*, 31(107):3–12.
- Antonov, J. I., Levitus, S., und Boyer, T. P. (2002). Steric sea level variations 1957–1994: importance of salinity. *Journal of Geophysical Research*, 107(C12,8013):doi:10.1029/2001JC000964.
- Arctic Climatology Project (2000). *Environmental Working Group Arctic Meteorology and Climate Atlas. Hrsg. von F. Fetterer und V. Radionov*. National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO. CD-ROM.
- Arendt, A. und Sharp, M. (1999). Energy balance measurements on a Canadian high Arctic glacier and their implications for mass balance modelling. In Tranter, M., Armstrong, R., Brun, E., Jones, G., Sharp, M., und Williams, M. (Hg.) , *Interactions Between the Cryosphere, Climate and Greenhouse Gases*, Seiten 165–172. IAHS publication 256.
- Arnold, K. C. und MacKay, D. K. (1964). Different methods of calculating mean daily temperatures, their effects on degree-day totals in the high Arctic and their significance to glaciology. *Geographical Bulletin*, 21:123–129.
- Benn, D. I. und Evans, D. J. A. (1998). *Glaciers and Glaciation*. Arnold, London.
- Bergström, S., Bøggild, C. E., Einarsson, K., Gjessing, Y., Sælthun, N. R., Thomsen, T., Vehviläinen, B., und Sand, K. (1992). *Snow modeling, water resources, climate change*. NHL report STF60 A922023. Norge hydrotekniske laboratorium, Trondheim.

- Bøggild, C. E., Reeh, N., und Oerter, H. (1994). Modelling ablation and mass-balance sensitivity to climate change of Storstømmen, Northeast Greenland. *Global and Planetary Change*, 9:79–90.
- Boon, S. und Sharp, M. (2001). Impact of high-latitude chinook events on Arctic glacier hydrology. In *Canadian Geophysical Union – Eastern Snow Conference Joint Annual Meeting, Program and Abstracts. Ottawa: 14-17 May*.
- Boon, S., Sharp, M., und Nienow, P. (2003). Impact on an extreme melt event on the runoff and hydrology of a high Arctic glacier. *Hydrological Processes*, 17(6):1051–1072.
- Bradley, R. S. und England, J. (1978). Recent climatic fluctuations of the Canadian High Arctic and their significance for glaciology. *Arctic and Alpine Research*, 10:715–731.
- Braithwaite, R. J. (1980). *Regional modelling of ablation in West Greenland*. Rapp. 98. Grønlands Geol. Undersøgelse.
- Braithwaite, R. J. (1981). On energy balance, ablation, and air temperature. *Journal of Glaciology*, 27(97):381–391.
- Braithwaite, R. J. (1984). Calculation of degree-days for glacier-climate research. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 20:1–8.
- Braithwaite, R. J. (1995a). Aerodynamic stability and turbulent sensible-heat flux over a melting surface, the Greenland ice sheet. *Journal of Glaciology*, 41(139):562–571.
- Braithwaite, R. J. (1995b). Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy balance modelling. *Journal of Glaciology*, 41(137):153–160.
- Braithwaite, R. J. (2002). Glacier mass balance: the first 50 years of international monitoring. *Progress in Physical Geography*, 26(1):76–95.
- Braithwaite, R. J., Konzelmann, T., Marty, C., und Olesen, O. B. (1998). Reconnaissance study of glacier energy balance in North Greenland, 1993–94. *Journal of Glaciology*, 44(147):239–247.

- Braithwaite, R. J., Laternser, M., und Pfeffer, W. T. (1994). Variations of near-surface firn density in the lower accumulation area of the Greenland ice sheet, Pâkitsoq, West Greenland. *Journal of Glaciology*, 136(40):477–485.
- Braithwaite, R. J. und Olesen, O. B. (1989). Calculation of glacier ablation from air temperature, West Greenland. In Oerlemans, J. (Hg.) , *Glacier Fluctuations and Climatic Change*, Seiten 219–233. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, etc.
- Braithwaite, R. J. und Olesen, O. B. (1990). Response of the energy balance on the margin of the Greenland ice sheet to temperature changes. *Journal of Glaciology*, 36:217–221.
- Braithwaite, R. J. und Thomsen, H. H. (1989). Simulation of run-off from the Greenland ice sheet for planning hydro-electric power, Ilulissat, Jakobshavn, West Greenland. *Annals of Glaciology*, 13:12–15.
- Braithwaite, R. J. und Zhang, Y. (1999). Modelling changes in glacier mass balance that may occur as a result of climate warming. *Geografiska Annaler*, 81A(4):489–496.
- Braithwaite, R. J. und Zhang, Y. (2000). Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. *Journal of Glaciology*, 46(152):7–14.
- Braun, L. N. und Aellen, M. (1990). Modelling discharge of glacierized basins assisted by direct measurements of glacier mass balance. In Lang, H. und Musy, A. (Hg.) , *Hydrology of mountainous regions I. Proceedings of two Lausanne Symposia, 1990*, Seiten 99–106. IAHS publication 193.
- Brazel, A. J., Chambers, F. B., und Kalkstein, L. S. (1992). Summer energy balance on West Gulkana Glacier, Alaska, and linkages to a temporal synoptic index. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 86:15–34.
- Cabanes, C., Cazenave, A., und Le Provost, C. (2001). Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations. *Science*, 294(5543):840–842.

- Church, J. A. und Gregory, J. M. e. (2001). Changes in Sea Level. In IPCC (Hg.) , *Climate Change 2001 – The Scientific Basis*, chapter 11. Cambridge University Press, Cambridge, New York.
- CMC (2003). Canadian Meterological Centre: Canadian Daily Climate Data on CD-ROM - Eastern Canada. Environment Canada CD-ROM. URL: <http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca>.
- Cogley, J. G. und Adams, W. P. (1998). The mass balance of glaciers other than ice sheets. *Journal of Glaciology*, 44:315–325. <ftp://ftp.trentu.ca/pub/gghydro>.
- Collins, D. N. (1984). Water and mass balance measurements on glacierized drainage basins. *Geografiska Annaler*, 66A:197–214.
- Dowdeswell, J. A. (1995). Glaciers in the High Arctic and recent environmental change. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 352:321–334.
- Dowdeswell, J. A., Hagen, J. O., Björnsson, H., Glazovsky, A. F., Harrison, W. D., Holmlund, P., Jania, J., Koerner, R. M., Lefauconnier, B., Ommanney, C. S. L., und Thomas, R. H. (1997). The Mass Balance of Circum-Arctic Glaciers and Recent Climate Change. *Quaternary Research*, 48(1):1–14.
- Dyurgerov, M. (2002). Glacier Mass Balance and Regime: Data of Measurements and Analysis. INSTAAR/OP Occasional Paper 55, University of Colorado, Institute of Arctic and Alpine Research.
- Dyurgerov, M. B. und Meier, M. F. (1997). Year-to-year fluctuations of global mass balance of small glaciers and their contribution to sea level changes. *Arctic and Alpine Research*, 29:392–402.
- Edlund, S. A., Woo, M. K., und Young, K. L. (1990). Climate, Hydrology, and Vegetation Patterns, Hot Weather Creek, Ellesmere Island, Arctic Canada. *Nordic Hydrology*, 21:273–286.
- Fetterer, F. und Radionov, V. (Hg.) (2000). *Arctic Climatology Project—Environmental Working Group Arctic Meteorology and Climate Atlas*. National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO. CD-ROM.



- Fox, S. L. (2000). Arctic Climate Change: Observations of Inuit in the Eastern Canadian Arctic. In Fetterer, F. und Radionov, V. (Hg.) , *Arctic Climatology Project—Environmental Working Group Arctic Meteorology and Climate Atlas*. National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO. CD-ROM.
- Giorgi, F. und Hewitson, B. e. (2001). Regional Climate Information -- Evaluation and Projections. In IPCC (Hg.) , *Climate Change 2001 – The Scientific Basis*, chapter 10. Cambridge University Press, Cambridge, New York.
- Gottlieb, L. (1980). Development and applications of a runoff model for snowcovered and glacierized basins. *Nordic Hydrology*, 11:255–284.
- Gregory, J. M. und Oerlemans, J. (1998). Simulated future sea level rise due to glacier melt based on regionally and seasonally resolved temperature changes. *Nature*, 391:474–476.
- Grove, J. M. (1988). *The Little Ice Age*. Methuen, London.
- Haeberli, W. (1994). Accelerated glacier and permafrost changes in the Alps. In Beniston, M. (Hg.) , *Mountain environments in changing climates*, Seiten 91–107. Routledge, London.
- Haeberli, W. (1998). Historical evolution and operational aspects of worldwide glacier monitoring. In Haeberli, W., Hoelzle, M., und Suter, S. (Hg.) , *Into the Second Century of World Glacier Monitoring – Prospects and Strategies*, Seiten 35–51. UNESCO publishing, Paris.
- Haeberli, W., Bösch, H., Scherler, K., Østrem, G., und Wallén, C. (Hg.) (1988). *World Glacier Inventory – Status 1988*. IAHS(ICSU)/UNEP/UNESCO, Nairobi.
- Haeberli, W., Frauenfelder, R., und Hoelzle, M. (Hg.) (2001). *Glacier Mass Balance Bulletin No. 6 (1998–1999)*. IAHS (ICSU) – UNEP – UNESCO – WMO, Zürich.
- Hay, J. E. und Fitzharris, B. B. (1988). A comparison of the energy balance and bulk-aerodynamic approaches for estimating glacier melt. *Journal of Glaciology*, 34:145–153.
- Hock, R. (1998). *Modelling of Glacier Melt and Discharge*, volume 70 of *Zürcher Geographische Schriften*. Geographisches Institut ETH Zürich, Zürich.

- Hock, R. (1999). A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology*, 45(149):101–111.
- Holmlund, P., Karlén, W., und Grudd, H. (1996). Fifty years of mass balance and glacier front observations at the Tarfala Station. *Geografiska Annaler*, 78A:105–114.
- Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K., und Johnson, C. A. (Hg.) (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, New York.
- Huybrechts, P., Letreguilly, A., und Reeh, N. (1991). The Greenland ice sheet and greenhouse warming. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Global Planetary Change section)*, 89:399–412.
- Jania, J. und Hagen, J. O. (Hg.) (1996). *Mass Balance of Arctic Glaciers*, volume 5 of *IASC Report*. IASC, Sosnowiec-Oslo.
- Jóhannesson, T. (1997). The response of two Icelandic glaciers to climate warming computed with a degree-day glacier mass-balance model coupled to a dynamic glacier model. *Journal of Glaciology*, 43(143):321–327.
- Jóhannesson, T., Raymond, C. F., und Waddington, E. (1989). Time-scale for adjustments of glaciers to changes in mass balance. *Journal of Glaciology*, 35:355–369.
- Jóhannesson, T., Sigurdsson, O., Laumann, T., und Kennett, M. (1995). Degree-Day glacier mass balance modelling with applications to glaciers in Iceland, Norway and Greenland. *Journal of Glaciology*, 41(138):345–358.
- Jouzel, J., Orombelli, G., und Lorius, C. (1996). European Project for Ice Coring in Antarctica (EPICA). *Terra Antarctica*, 3(1):49–54.
- Kasser, P. (1959). Der Einfluss von Gletscherrückgang und Gletschervorstoß auf den Wasserhaushalt. *Wasser- und Energiewirtschaft*, 51(6). 155-168.
- Koerner, R. M. (1966). Accumulation on the Devon Island ice cap, Northwest Territories, Canada. *Journal of Glaciology*, 6(45):383–392.

- Koerner, R. M. (1970). The mass balance of the Devon Island ice cap, Northwest Territories, Canada, 1961–66. *Journal of Glaciology*, 9(57):325–336.
- Koerner, R. M. (1977). Ice thickness measurements and their implications with respect to past and present ice volumes in the Canadian High Arctic ice caps. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14(12):2697–2705.
- Koerner, R. M. (1979). Accumulation, Ablation and Oxygen Isotope Variations on the Queen Elizabeth Islands Ice Caps, Canada. *Journal of Glaciology*, 22(86):25–41.
- Koerner, R. M. (1980). Instantaneous glacierization, the rate of albedo change, and feedback effects at the beginning of an ice age. *Quaternary Research*, 13:153–159.
- Koerner, R. M. (2001). Glacier mass balance in the Canadian Arctic: placing the summer of 1998 in long term context. In *The state of the Arctic cryosphere during the extreme warm summer of 1998: documenting cryospheric variability in the Canadian Arctic*, CCAF Final Report I:14. CCAF Summer 1998 Project Team. URL: <http://www.socc.ca>.
- Kohler, J., Moore, J., Kennett, M., Engeset, R., und Elvehoy, H. (1997). Using ground-penetrating radar to image previous years' summer surfaces for mass-balance measurements. *Annals of Glaciology*, 24:355–360.
- Kuhn, M. (1984). Mass budget imbalances as criterion for a climatic classification of glaciers. *Geografiska Annaler*, 66A:229–238.
- Kuhn, M. (1987). Micro-meteorological conditions for snow melt. *Journal of Glaciology*, 33(113):263–272.
- Lang, H., Schädler, B., und Davidson, G. (1977). Hydroglaciological investigations on the Ewigschneefeld – Grosser Aletschgletscher. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 12(2):109–124.
- Laumann, T. und Reeh, N. (1993). Sensitivity to climate change of the mass balance of glaciers in southern Norway. *Journal of Glaciology*, 39:656–665.
- Levitus, S., Antonov, J. I., Boyer, T. P., und Stephens, C. (2000). Warming of the world ocean. *Science*, 287(5461):2225–2229.

- Mair, D. und Burgess, D. (2001). Determining long-term accumulation rates: Devon Island Ice Cap. Zusammenfassung eines Vortrags beim *6th Annual CRYSYS Meeting*, 11.-13.2.2001, Edmonton.
- Mätzler, C. (1987). Applications of the Interaction of Microwaves with the Natural Snow Cover. *Remote Sensing Reviews*, 2:259–387.
- Maxwell, J. B. (1981). Climatic Regions of the Canadian Arctic Islands. *Arctic*, 34:225–240.
- Meier, M. F. (1984). Contribution of small glaciers to global sea level. *Science*, 226:1418–1421.
- Meier, M. F. (1993). Ice, climate and sea level: do we know what is happening? In Peltier, W. R. (Hg.) , *Ice in the climate system*, NATO ASI Series I, Seiten 141–160. Springer-Verlag.
- Miller, G. H., Bradley, R. S., und Andrews, J. T. (1975). The glaciation level and lowest equilibrium line altitude in the high Canadian arctic: maps and climatic interpretation. *Arctic and Alpine Research*, 7:155–168.
- Miller, L. und Douglas, B. C. (2004). Mass and volume changes to twentieth-century global sea level rise. *Nature*, 428:406–409.
- Mitchell, T. D., Carter, T. R., Jones, P. D., Hulme, M., und New, M. (2004). A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100). *Journal of Climate*. (eingereicht im August 2003, vgl. auch <http://www.cru.uea.ac.uk>).
- Mock, S. J. (1968). Snow accumulation studies on the Thule Peninsula, Greenland. *Journal of Glaciology*, 7(49):59–76.
- Müller, F. und Keeler, C. M. (1969). Errors in short term ablation measurements on melting ice surfaces. *Journal of Glaciology*, 8:91–105.
- Munro, D. S. (1990). Comparison of melt energy computations and ablatometer measurements on melting ice and snow. *Arctic and Alpine Research*, 22:153–162.

- Nash, J. E. und Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models. Part I – A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3):282–290.
- New, M., Lister, D., Hulme, M., und Makin, I. (2002). A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Research*, 21(1):1–25.
- Oerlemans, J. (1993). Modelling of glacier mass balance. In Peltier, W. (Hg.) , *Ice in the climate system*, NATO ASI Series I, Seiten 101–116. Springer-Verlag, Heidelberg.
- Oerlemans, J. (2001). *Glaciers and Climate Change*. A. A. Balkema, Lisse.
- Oerlemans, J. und Fortuin, J. P. F. (1992). Sensitivity of glaciers and small ice caps to Greenhouse warming. *Nature*, 258:115–117.
- Oerlemans, J. und Reichert, B. K. (2000). Relating glacier mass balance to meteorological data using a seasonal sensitivity characteristic. *Journal of Glaciology*, 46(152):1–6.
- Ohmura, A. (1981). *Climate and Energy Balance of Arctic Tundra, Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelago, Spring and Summer 1969, 1970 and 1972*, volume 3 of *Zürcher Geographische Schriften*. Fachverein Verlag, Zürich.
- Ohmura, A., Kasser, P., und Funk, M. (1992). Climate at the Equilibrium Line of Glaciers. *Journal of Glaciology*, 38:397–411.
- Ommanney, C. S. L. (2002). *Satellite Image Atlas of the World: Glaciers of North America – Glaciers of Canada, History of Glacier Investigations in Canada*. Professional Paper 1386-J-1. U.S. Geological Survey.
- Orheim, O. (1970). *Glaciological investigations of Store Supphellebre, West-Norway*, volume 151 of *Skifter*. Norsk Polarinstitut, Tromsø.
- Østrem, G. und Brugman, M. (1991). *Glacier Mass-Balance Measurements*, volume 4 of *NHRI Science Report*. National Hydrology Research Institute (Canada).
- Paterson, W. S. B. (1994). *The physics of glaciers*. Pergamon Press, Oxford, 3 edition.

- Pellicciotti, F., Strasser, U., Brock, B., Burlando, P., Funk, M., und Corripio, J. (2002). An Improved Degree-Day Melt Model Considering Albedo. *Geophysical Research Abstracts, abstracts of the European Geophysical Society 27th General Assembly, Nice, France*, 4.
- Pfeffer, W. T., Meier, M. F., und Illangasekare, T. H. (1991). Retention of Greenland runoff by refreezing: implications for projected future sea level change. *Journal of Geophysical Research*, 96(C12):22117–22124.
- Reeh, N. (1991). Parameterization of melt rate and surface temperature on the Greenland ice sheet. *Polarforschung*, 59:113–128.
- Ribstein, P., Titiau, E., Francou, B., und Saravia, R. (1995). Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, 165:221–234.
- Schytt, V. (1964). Scientific results of the Swedish Glaciological Expedition to Nordaustlandet, Spitsbergen, 1957 and 1958. *Geografiska Annaler*, 46(3):243–281.
- Strasser, U., Corripio, J., Pellicciotti, F., Burlando, P., Brock, B., und Funk, M. (2004). Spatial and temporal variability of meteorological variables at Haut Glacier d’Arolla (Switzerland) during the ablation season 2001: measurements and simulations. *Journal of Geophysical Research*. im Druck.
- Vincent, C. und Vallon, M. (1997). Meteorological controls on glacier mass balance: empirical relations suggested by measurements on glacier de Sarennes, France. *Journal of Glaciology*, 43(143):131–137.
- Walsh, J. E. und Chapman, W. L. (1990). Short-term climatic variability of the Arctic. *Journal of Climate*, 3:237–250.
- Warrick, R. A., Le Provost, C., Meier, M. F., Oerlemans, J., und Woodworth, P. L. (1996). Changes in sea level. In Houghton, J. T., Meira Filho, L. G., Callander, B. A., Harris, N., Kattenberg, A., und Maskell, K. (Hg.) , *Climate Change 1995—The Science of Climate Change*, Seiten 359–405. Cambridge University Press, Cambridge.
- Winther, J. G., Bruland, O., Sand, K., Killingveit, Å., und Marcheal, D. (1998). Snow accumulation distribution on Spitsbergen, Svalbard, in 1997. *Polar Research*, 17(2):155–164.

- Woo, M. K., Heron, R., Marsh, P., und Steer, P. (1983). Comparison of Weather Station Snowfall with Winter Snow Accumulation in High Arctic Basins. *Atmosphere-Ocean*, 21:312–325.
- Woo, M. K. und Ohmura, A. (1997). The Arctic Islands. In Bailey, W. G., Oke, T. R., und Rouse, W. R. (Hg.) , *The surface climates of Canada*, Seiten 172–197. McGill-Queen’s University Press, Montreal u.a.
- Zuo, Z. und Oerlemans, J. (1997). Contribution of glacier melt to sea level rise since AD 1865: a regionally differentiated calculation. *Climate dynamics*, 13:835–845.





## Anhang A

# Massenbilanzdaten der Devon-Eiskappe

**Tabelle A.1:** Grunddaten des Messbereiches auf der Devon-Eiskappe. Quelle: Dyurgerov (2002)

Region	Devon Island
Land	Nunavut, Kanada
Gletschername	Devon Ice Cap
geogr. Breite	75°25'N
geogr. Länge	83°15'W
maximale Höhe ü.M.	1900 m
mittlere Höhe ü.M.	1200 m
minimale Höhe ü.M.	0 m
Länge des Messbereiches	50 km
Fläche	1695,1 km <sup>2</sup>
Exposition	NW/NW
Netto-Massenbilanz	−57 mm/a
Messjahre	38 (1961–98)

**Tabelle A.2:** Massenbilanzen der Devon-Eiskappe von 1961–76 in Abhängigkeit von der Höhe.  $b_n = (\text{Jahres-})\text{Gesamtbilanz (Nettobilanz)}$ ,  $b_w = \text{Winterbilanz}$ ,  $b_s = \text{Sommerbilanz}$ . Quelle: Dyurgerov (2002)

Höhe in m	Fläche in km <sup>2</sup>	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968+69	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976
		$b_n$	$b_n$	$b_n$	$b_n$	$b_n$	$b_n$	$b_n$	$b_n$	$b_n$	$b_n$	$b_n$	$b_n$	$b_n$	$b_n$	$b_n$
1750	37.5	201	142	270	246	155	176	222	406	200	230	180	240	190	237	151
1650	65	177	110	243	237	127	180	182	278	170	210	160	230	185	189	161
1550	122.6	152	79	224	215	115	190	158	213	190	210	170	230	255	202	171
1450	115	127	8	206	199	115	180	152	-29	210	220	220	260	210	277	181
1350	217.5	77	-108	186	183	116	150	152	-106	200	230	255	160	127	186	191
1250	180	-69	-177	160	165	116	50	150	-364	160	140	234	60	43	114	201
1150	160	-164	-246	127	145	113	-93	97	-479	150	-20	172	-40	-41	42	211
1050	235	-259	-315	80	124	102	-193	-25	-526	145	-110	110	-140	-125	-67	221
950	192.5	-353	-464	16	102	76	-293	-183	-423	100	-230	47	-250	-208	-194	239
850	95	-448	-700	-9	77	50	-393	-247	-415	-150	-350	-15	-350	-292	-322	180
750	82.5	-542	-866	-167	56	20	-493	-311	-600	-357	-480	-77	-450	-376	-450	118
650	75	-637	-1000	-327	24	-69	-593	-375	-785	-443	-600	-139	-550	-460	-577	56
550	70	-732	-1116	-485	-64	-188	-693	-439	-972	-527	-722	-201	-650	-543	-705	-6
450	10	-826	-1217	-644	-140	-307	-793	-503	-1157	-613	-610	-264	-750	-627	-832	-69
350	12.5	-921	-1314	-803	-224	-426	-893	-567	-1343	-697	-500	-326	-760	-678	-960	-131
250	12.5	-1015	-1402	-962	-304	-545	-993	-631	-1529	-782	-700	-388	-930	-865	-1088	-193
150	7.5	-1110	-1481	-1121	-384	-664	-1093	-695	-1714	-867	-900	-451	-1190	-1052	-1215	-286
50	5	-1205	-1559	-1281	-464	-783	-1238	-759	-1900	-953	-1050	-531	-1440	-1239	-1343	-317
1800-0	1695	-196	-349	43	125	64	-135	-27	-354	39	-74	102	-95	-81	-69	171
recalc.	1695.1	-196	-349	43	125	64	-135	-27	-354	39	-74	102	-95	-81	-69	171

**Tabelle A.3:** Massenbilanzen der Devon-Eiskappe von 1977–90 in Abhängigkeit von der Höhe.  $b_n$  = (Jahres-)Gesamtbilanz (Nettobilanz),  $b_w$  = Winterbilanz,  $b_s$  = Sommerbilanz. Quelle: Dyurgerov (2002)

Höhe in m	Fläche in km <sup>2</sup>	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	Fläche in km <sup>2</sup>	1986	1987	1988	1989	1990
1750	37.5	209	163	150	180	192	180	220	246	250	37.5	331	241	216	303	298
1650	65	184	164	150	170	192	140	227	238	230	65	281	278	175	256	287
1550	122.6	159	165	200	180	192	150	227	231	220	122.6	341	288	213	272	273
1450	115	134	165	210	215	192	150	227	223	300	115	335	288	205	252	233
1350	217.5	-12	166	185	200	110	47	227	216	95	217.5	335	288	130	175	129
1250	180	-25	167	135	170	-50	3	227	208	17	180	202	255	34	135	25
1150	160	-39	38	50	100	-127	-41	227	7	-61	160	112	113	-122	9	-79
1050	235	-53	10	215	0	-204	-85	227	-84	-82	235	233	81	-277	-116	-183
950	192.5	-67	-18	150	-130	-281	-129	164	-175	-214	192.5	210	27	-433	-241	-288
850	95	-222	-46	-275	-350	-425	-170	5	-286	-346	96	200	61	-588	-422	-615
750	82.5	-364	-74	-352	-550	-534	-320	-153	-357	-478	82.5	99	-541	-744	-558	-706
650	75	-506	-193	-428	-700	-577	-470	-312	-449	-610	75	-60	-724	-899	-640	-796
550	70	-648	-377	-505	-820	-620	-630	-470	-540	-742	70	-220	-764	-1061	-721	-886
450	10	-790	-471	-581	-910	-664	-780	-629	-631	-874	10	-411	-804	-1136	-802	-976
350	12.5	-932	-561	-658	-930	-707	-930	-787	-772	-1006	12.5	-538	-844	-1203	-884	-1066
250	12.5	-1074	-660	-734	-950	-750	-1090	-946	-812	-1137	12.5	-634	-884	-1271	-965	-1156
150	7.5	-1216	-734	-811	-970	-793	-1240	-1105	-904	-1269	7	-730	-934	-1339	-1046	-1246
50	5	-1358	-839	-887	-990	-837	-1390	-1263	-993	-1401	5	-926	-964	-1406	-1128	-1337
1800-0	1695	-99	27	35	-61	-146	-95	105	-33	-108	1668	184	35	-226	-88	-165
recalc.	1695	-99	27	35	-61	-146	-95	105	-33	-108	1696	184	35	-226	-88	-165

**Tabelle A.4:** Massenbilanzen der Devon-Eiskappe von 1991–98 in Abhängigkeit von der Höhe.  $b_n = (\text{Jahres-})\text{Gesamtbilanz (Nettobilanz)}$ ,  $b_w = \text{Winterbilanz}$ ,  $b_s = \text{Sommerbilanz}$ . Quelle: Dyurgerov (2002)

Höhe in m	Fläche in km <sup>2</sup>	1991 $b_n$	1992 $b_n$	1993 $b_n$	1994 $b_n$	1995 $b_n$	Fläche in km <sup>2</sup>	1996 $b_n$	1996 $b_w$	1996 $b_s$	1997 $b_n$	1997 $b_w$	1997 $b_s$	1998 $b_n$	1998 $b_s$
1750	37.5	190	180	210	200	220	38	209	209	0	270	235	35	204	14
1650	6	190	160	260	140	190	65	207	181	26	267	235	32	189	14
1550	122.6	190	150	190	140	170	123	207	186	21	263	210	53	174	14
1450	115	170	150	250	150	170	115	207	186	21	260	170	90	159	14
1350	217.5	50	140	250	170	290	218	180	116	64	257	217	40	83	-107
1250	180	-60	170	110	170	190	180	-121	148	-269	89	108	-18	-58	-232
1150	160	-180	190	10	180	10	160	-164	95	-259	32	113	-81	-199	-357
1050	235	-290	230	-100	40	-160	235	-207	131	-338	-25	165	-190	-341	-482
950	192.5	-410	170	-200	-100	-340	193	-250	103	-353	-81	75	-156	-482	-607
850	96	-520	20	-310	-250	-510	95	169	40	129	-138	70	-208	-623	-732
750	82.5	-640	-90	-420	-390	-690	83	-189	64	-253	-194	70	-264	-764	-857
650	75	-750	-190	-520	-530	-860	75	-527	51	-578	-685	30	-715	-905	-983
550	70	-870	-300	-630	-670	-1040	70	-527	59	-586	-710	30	-740	-1046	-1108
450	10	-980	-400	-730	-820	-1220	10	-527	51	-578	-735	40	-775	-1188	-1233
350	12.5	-1100	-500	-820	-960	-1250	13	-527	89	-616	-760	40	-800	-1329	-1358
250	12.5	-1210	-610	-860	-1100	-1290	13	-527	121	-648	-784	90	-870	-1470	-1483
150	7	-1310	-710	-900	-1240	-1340	8	-527	175	-702	-809	100	-909	-1611	-1611
50	5	-1450	-870	-940	-1380	-1380	5	-527	175	-702	-834	100	-934	-1750	-1752
1800–0	1636.6	-244	94	-62	-32	-147	1699	-80	120	-201	-13	134	-147	-276	-417

# Selbständigkeitserklärung

Hiermit erkläre ich, die vorliegende Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der gemäß § 5 Abs. 4 der Promotionsordnung angegebenen Hilfen und Hilfsmittel angefertigt zu haben.

Nikolaus Zahnen

20. April 2004